



Morphologie et architecture d'une barrière composite paraglaciale : l'isthme de Miquelon-Langlade (N- O Atlantique)

Julie Billy

► To cite this version:

Julie Billy. Morphologie et architecture d'une barrière composite paraglaciale : l'isthme de Miquelon-Langlade (N- O Atlantique). Sciences de la Terre. Université de Perpignan, 2014. Français. NNT : 2014PERP1214 . tel-01149413

HAL Id: tel-01149413

<https://theses.hal.science/tel-01149413>

Submitted on 7 May 2015

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

THÈSE

Pour obtenir le grade de
Docteur

Délivré par
UNIVERSITE DE PERPIGNAN VIA DOMITIA

Préparée au sein de l'école doctorale
Énergie et Environnement (E²)
Et de l'unité de recherche **CEFREM UMR CNRS 5110**

Spécialité : **Océanologie**

Présentée par
Julie BILLY

**MORPHOLOGIE ET ARCHITECTURE
D'UNE BARRIÈRE COMPOSITE PARAGLACIAIRE :
L'ISTHME DE MIQUELON-LANGLADE (N-O ATLANTIQUE)**

Soutenue le 09 Décembre 2014 devant le jury composé de

Bernadette TESSIER,	Directrice de Recherche, CNRS, U. Caen	<i>Rapporteur</i>
Jean-François GHIENNE,	Chargé de Recherche, CNRS, U. Strasbourg	<i>Rapporteur</i>
Éric CHAUMILLON,	Professeur, U. La Rochelle	<i>Examineur</i>
Frédéric BOUCHETTE,	Maître de conférences, U. Montpellier 2	<i>Examineur</i>
Jean-Paul BARUSSEAU,	Professeur, U. Perpignan	<i>Examineur</i>

Serge BERNE,	Professeur, U. de Perpignan	<i>Directeur de Thèse</i>
Nicolas ROBIN,	Maître de conférences, U. Perpignan	<i>Co-directeur</i>
Raphaël CERTAIN,	Maître de conférences, U. Perpignan	<i>Co-directeur</i>

THÈSE

Pour obtenir le grade de
Docteur



Université de Perpignan Via Domitia

École doctorale Énergie et Environnement (E²)

Thèse présentée par Julie BILLY

Spécialité : Océanologie

Morphologie et architecture d'une barrière composite paraglaciale: L'isthme de Miquelon-Langlade (N-O Atlantique)

Cette thèse a été dirigée par Nicolas ROBIN (Maître de conférences), Raphaël CERTAIN (Maître de conférences) et Serge BERNE (Professeur, HDR) au sein de l'UMR CNRS 5110 CEFREM à l'Université de Perpignan Via Domitia.

Ces travaux de doctorat ont été présentés le 9 Décembre 2014 devant le jury constitué de

Deux Rapporteurs

Bernadette TESSIER, Directrice de recherche CNRS au sein de l'UMR CNRS 6143 M2C et de l'équipe Dynamique des systèmes côtiers à l'université de Caen

Jean-François GHIENNE, Chargé de recherche CNRS au sein de l'Institut de Physique du Globe de Strasbourg, UMR CNRS 7516 à l'université de Strasbourg

Trois examinateurs

Éric CHAUMILLON, Professeur au sein de l'UMR CNRS LIENSs et de l'équipe Dynamique Littorale à l'Université de La Rochelle

Frédéric BOUCHETTE, Maître de conférences au sein de l'UMR CNRS 5243 et de l'équipe Géosciences Montpellier, à l'Université de Montpellier UM2

Jean-Paul BARUSSEAU, Professeur émérite au sein de l'UMR CNRS 5110 CEFREM à l'Université de Perpignan Via Domitia.

REMERCIEMENTS

La thèse est avant tout une expérience humaine très enrichissante, qui m'a permis au cours de ces trois années de rencontrer de nombreuses personnes, de partager de précieux moments avec elles que ce soit au laboratoire, sur le terrain, en congrès ou en dehors. Cette thèse m'a permis de fouler le bel archipel de Saint-Pierre-et-Miquelon, un endroit que je n'aurai sans doute jamais connu autrement, de voir sa nature et de rencontrer ses habitants.

Je remercie avant tout Nicolas Robin et Raphael Certain qui m'ont fait confiance dès le début et sans qui cette expérience n'aurait pas pu se produire. Ces trois années ont été bien remplies et nous ont permis, une fois nos marques prises, d'évoluer ensemble. C'est d'ailleurs avec beaucoup d'émotion que je tournerai cette page.

Je remercie l'ensemble des financeurs qui ont permis la réalisation du projet EGIML, le Conseil Territorial de Saint-Pierre-et-Miquelon, la Direction des Territoires de l'Alimentation et de la Mer, le Conservatoire du Littoral et le Ministère de l'Outre-Mer. Un très grand merci au service des Phares et Balises et de l'équipage du Saint-pierre, ainsi qu'au département agricole de Miquelon qui ont toujours été présents pour nous lors des missions, ainsi qu'à Roger Etcheberry pour ses conseils et ses connaissances de l'archipel.

J'adresse mes sincères remerciements à Duncan FitzGerald (ainsi qu'à son équipe : Carole et Sam) et Christopher Hein pour leur collaboration, leur aide et soutien pendant ces trois années de thèse et ce projet sur l'archipel.

Je tiens à remercier le CEFREM, tous les collègues, les doctorants et la team LMUSCA, pour les moments de partages qu'ils soient scientifiques ou humains, mais surtout ceux autour d'un café ou rudement bien mené par le MPUPSS. Dom pour son inépuisable stock de chocolat et de blagues, Marie-France, Lies et Phiphi pour leur bonne humeur et leurs sourires quotidiens ! Mes collèguees de bureau et amies : le Science-girls-crew du rez-de-chaussée ! Anne-So, France, Chloé, Charlie, Marina, Marie et Soumaya : Les filles, nous avons bien montré que notre génération était présente ! Ce n'est pas encore gagné mais il y'a du progrès ! Gaël, avec le marathon de fin de thèses et les encouragements journaliers en communication direct à grande vitesse entre Lilles-Perpignan.

La DRED (et oui je fais de la résistance) et particulièrement Solange, Jocelyne et l'équipe des doctorants avec laquelle nous avons organisé le 1^{er} congrès des doctorants : très bonne expérience et bons moments avec vous tous !

Plus personnellement, je n'aurai pas pu réaliser ce parcours sans la confiance et le soutien de mes proches. À mes parents, qui m'ont appris à me battre dans la vie, à faire mes preuves et avancer, qui m'ont laissé faire avec une grande confiance, sans toujours comprendre ce qui allait se passer, Merci. Éric, merci de m'avoir fait découvrir l'univers du 'littoral', entre kite et dynamique côtière, et pour m'avoir donné envie d'évoluer dans ce domaine, tellement riche et magnifique. Un grand merci aux copains/copines pour leur présence, leur joie de vivre et leurs encouragements. Je n'aurais pas pu réussir cette dernière année sans la bonne humeur et la vie du groupe de Capoeira Senzala de Perpignan, merci à tous !

Je ne saurais comment remercier Soph, pour ton soutien inconditionnel, et Eva qui même à l'autre bout du monde ont toujours été à mes côtés !!! Mon frère Maxou pour avoir été là lors du douloureux dernier mois de thèse. Et Momo pour ton soutien, ton aide et ta bonne humeur qui m'ont permis de tenir le coup et de garder les pieds sur terre, ET surtout pour m'avoir répété qu'il ne fallait pas oublier de prendre le temps de vivre.

Pour finir je dirai juste que la thèse est une expérience de vie et tout comme lors d'une roda de capoeira on esquive, on prend des coups, on se relève sans perdre le rythme, on va de l'avant, et l'énergie collective nous pousse jusqu'où on ne pensait pouvoir aller...

TABLE DES MATIÈRES

Introduction Générale

Introduction générale.....	13
----------------------------	----

1^{ère} Partie

Chapitre I

Chapitre I - Les barrières littorales : généralités, systèmes paraglaciaires et systèmes de beach ridge	23
I-1. Les barrières littorales.....	25
I-1.1. Caractérisation des barrières littorales et modèles stratigraphiques	25
I-1-1.a. Morphologie des barrières littorales	26
I-1-1.b. Paramètres influençant la formation d'une barrière	28
I-1-1.c. Modèles stratigraphiques des barrières	32
I-1.2. Spécificités des barrières paraglaciaires	36
I-1-2.a. Les systèmes paraglaciaires	36
I-1-2.b. Stratigraphie des dépôts contrôlés par les variations du RSL	39
SYNTHÈSE SUR LES BARRIÈRES LITTORALES	43
I-2. Les systèmes de <i>beach ridges</i>	45
I-2.1. Définition et caractérisation des <i>beach ridges</i>	45
I-2-1.a. Définition	45
I-2-1.b. Répartition géographique	46
I-2-1.c. Diversité morphologique	47
I-2.2. Les différents modes de construction des <i>beach ridges</i>	48
I-2-2.a. Les beach ridges construits par les tempêtes et les fortes houles.....	49
I-2-2.b. Les beach ridges sableux construits lors de conditions de houle normale et par l'action éolienne	50
I-2-2.c. Les beach ridges construits par la migration de barres d'avant-côte.....	51
I-2-2.d. Les beach ridges influencés par les oscillations du niveau de la mer	51
I-2.3. Les <i>beach ridges</i> comme marqueurs paléo-environnementaux ?.....	52
I-2-3.a. Indicateurs de l'évolution du niveau relatif de la mer	52
I-2-3.b. Témoins des évènements de forte énergie et érosifs.....	53
I-2-3.c. Sensibles aux cycles climatiques.....	54
I-2-3.d. Tributaires de la fluctuation des apports en sédiment	55
I-2-3.e. Marqueurs des changements du climat de vent et de houle.....	56
SYNTHÈSE SUR LES SYSTÈMES DE <i>BEACH RIDGES</i>	57
Références.....	58

Chapitre II

Chapitre II - L'archipel de Saint-Pierre-et-Miquelon	67
II-1. Présentation de l'archipel	69
II-2. Contexte géologique	70
II-2.1. Les ensembles géologiques.....	70
II-2.2. Le retrait de l'inlandsis Laurentien	71
II-2.3. Les dépôts quaternaires.....	72
II-2.4. La tectonique actuelle.....	74
II-2.5. Les mouvements verticaux actuels	74
II-3. L'évolution du niveau relatif de la mer depuis le dernier maximum glaciaire	75
II-3.1. Le RSL depuis 14 000 ans	75
II-3.2. Les variations récentes du RSL, depuis le début du XX ^e S.....	77
II-4. Les conditions météo-marines actuelles.....	79
II-4.1. La météorologie	79
II-4.2. Les conditions hydrodynamiques à la côte	81
II-4-2.a La marée	81
II-4-2.b Les courants hors de la zone de déferlement	81
II-4-2.c La houle.....	81
II-5. L'isthme de Miquelon-Langlade.....	83
II-5.1. Les entités morphologiques.....	83
II-5.2. Connaissances sur l'isthme	85
II-5-2.a Le littoral et l'avant-côte	85
II-5-2.b Simulation de la propagation de la houle sur la façade Ouest.....	87
II-5-2.c Le transport sédimentaire	87
II-5-2.d 1 ^{ère} hypothèse de la construction de l'isthme.....	89
Références.....	91

Chapitre III

Chapitre III - Méthodologie : Étude Terre-Mer d'une barrière	95
III-1. Géomorphologie de la barrière.....	97
III-2. Architecture interne de la barrière émergée.....	99
III-2.1. L'architecture interne des dépôts terrestres.....	100
III-2.2. Caractérisation sédimentaire.....	101
III-3. Datation OSL des <i>beach ridges</i>	102
III-4. Construction de la barrière immergée.....	103
III-4.1. L'architecture des dépôts marins	103

III-4.2. Couverture sédimentaire de l'avant côte	105
Références.....	105

2^{ème} Partie

Chapitre IV

Chapitre IV - Architecture interne des <i>beach ridges</i> mixtes sable-galet de la plaine de Miquelon-Langlade	109
Résumé de l'article.....	112
Abstract	114
IV-1. Introduction	115
IV-2. Study area	117
IV-3. Methods.....	119
IV-3.1. Beach ridges mapping and topography	119
IV-3.2. Ground-Penetrating Radar (GPR) profiles	120
IV-3.3. Optically Stimulated Luminescence (OSL) dating	122
IV-3.4. Cores, augers and sediment samples	122
IV-4. Results.....	123
IV-4.1. Beach-ridge morphology	123
IV-4-1.a. The eastward-prograding system (S_E)	123
IV-4-1.b. The south-westward prograding system (S_W)	124
IV-4.2. Stratigraphic framework.....	126
IV-4-2.a. Basal units (BU_1 - BU_3)	128
IV-4-2.b. Beach-ridge units (U_A - U_F)	130
IV-4-2.c. Superficial unit ($U_{Z-Peat/Sand}$)	132
IV-4.3. Luminescence ages	132
IV-5. Discussion	133
IV-5.1. Internal architecture of the plain	133
IV-5-1.a. Interpretation of stratigraphic units	133
IV-5-1.b. Beach ridge internal architecture	135
IV-5.2. Processes involved in beach-ridge formation	137
IV-5.3. Role of wave regime in beach-ridge formation	139
IV-5-3.a. Influence of wave regime on beach-ridge architecture	139
IV-5-3.b. Beach-ridge morphology in plan view.....	140
IV-6. Conclusions	141
Acknowledgments.....	143
References.....	144

Chapitre V

Chapitre V - Développement d'une plaine de beach ridges paraglaciale et aperçu des changements du RSL au cours de l'Holocène terminal.....	149
Résumé de l'article.....	152
Abstract	154
V-1. Introduction	155
V-2. Study area	157
V-3. Methods.....	159
V-3.1. Coastal topographic data.....	159
V-3.2. Ground-Penetrating Radar (GPR) data	160
V-3.3. Optically stimulated luminescence (OSL) dating	160
V-3.4. Paleo sea-level indicators	161
V-4. Results.....	162
V-4.1. Beach-ridge features	162
V-4.2. Description and interpretation of GPR sections.....	163
V-4.3. Chronological framework	165
V-4.4. Beach ridges as paleo-sea-level indicators.....	166
V-4.5. Beach-ridge progradation rates.....	168
V-4-5.a. Progradation of eastward prograding units U_A , U_C and U_F	168
V-4-5.b. Progradation of westward prograding unit U_D	168
V-5. Model of development of the beach-ridge plain.....	169
Stage 1: Before 3000 years BP	169
Stage 2: 3000-2400 years BP.....	170
Stage 3: 2400-1800 years BP.....	171
Stage 4: 1800-800 years BP.....	172
Stage 5: 800-500 years BP	174
Stage 6: 500 years BP to today.....	175
V-6. Discussion	176
V-6.1. Beach ridges as indicators of past sea levels	176
V-6-1.a. Choice of appropriate indicator	176
V-6-1.b. Limits of paleo-sea-level indicator	178
V-6.2. Late Holocene sea-level changes in southern Newfoundland	179
V-6.3. Conditions influencing beach-ridge plain progradation	180
V-6-3.a. Influence of RSL and accommodation space on plain progradation.....	180
V-6-3.b. Disparity of local intrinsic parameters	182
V-7. Conclusion.....	184

Acknowledgements	186
Reference	186

Chapitre VI

Chapitre VI - La barrière de Miquelon-Langlade : Vision géophysique terre-mer d'une barrière composite paraglaciale	191
VI-1. Introduction	193
VI-2. Cadre de l'étude et rappel sur la couverture sédimentaire	196
VI-3. Démarche méthodologique	197
VI-4. Stratigraphie des unités sismiques (mer)	199
VI-4.1. Le substrat rocheux (<i>Bedrock</i>)	200
VI-4.2. Les dépôts du cortège régressif (FSST)	200
VI-4.3. Les dépôts du cortège transgressif	208
VI-4-3.a. Lower unit (LU)	208
VI-4-3.b. Middle unit (MU)	208
VI-4-3.c. Upper unit (UU)	209
VI-5. Description morphologiques de la barrière émergée	213
VI-5.1. Le secteur nord-ouest : les Buttereaux	213
VI-5.2. Le secteur nord-est : la flèche des cacaouis	215
VI-5.3. Le secteur central : les <i>beach ridges</i>	216
VI-5.4. Le secteur sud	216
VI-5.5. Estimation du volume de la barrière émergée	217
VI-6. Discussion	218
VI-6.1. Estimation du matériel sédimentaire nécessaire pour la formation de la barrière	218
VI-6.2. Temps de relaxation des sédiments	220
VI-6.3. Les modèles stratigraphiques de la barrière	222
VI-6.4. Les singularités de la barrière	225
VI-7. Conclusion	226
Références	228

Chapitre VII

Chapitre VII - Schéma de mise en place de la barrière de Miquelon-Langlade	231
VII-1. Introduction	233
VII-2. Schéma de mise en place de la barrière	234
VII-2.1. Chute du RSL après la libération des glaces : 13 700 - 10 500 BP	234
VII-2.2. Le bas niveau marin (LST) : 10 500 - 8000 BP	235

VII-2.3. Remontée rapide du RSL (1 ^{ère} phase du TST) : 8000 – 5000 BP	236
VII-2.4. Ralentissement de la remontée du RSL (2 ^{ème} phase du TST) : 5000 – 3000 BP).....	237
VII-2.5. Stabilisation du RSL (HST, remontée lente) : 3000 BP – 18°S.....	238
VII-2.6. La barrière actuelle	241
VII-3. Comparaison des dépôts de la barrière avec les systèmes paraglaciers avoisinants	241
VII-4. Comparaison de l'évolution de la barrière avec le modèle d'évolution des barrières paraglaciers.....	243
VII-5. Évolution future	244
VII-6. Conclusion.....	247
Références.....	248

Conclusion Générale

Conclusion générale	251
Perspectives.....	261

Liste des figures et des tableaux

Liste des figures et des tableaux	267
Introduction générale	268
Chapitre I	268
Chapitre II	270
Chapitre III	272
Chapitre IV.....	273
Chapitre V	275
Chapitre VI.....	276
Chapitre VII.....	278

Annexes

Liste des Annexes	281
Annexe 1 : Cartes Historiques de l'archipel	283
Annexe 2 : Tableaux de l'ensemble des datations OSL	284
Annexe 3 : Article Billy et al., 2013, Journal of Coastal Research, Special Issue 65	285
Annexe 4 : Article Billy et al., 2014, Marine Geology, Volume 357, p.53-71	293
Annexe 5 : Carte sédimentaire de Goulletquer et al (2011)	313
Annexe 6 : Carottes sédimentaires (photos-granulométrie)	314

INTRODUCTION GÉNÉRALE

Introduction générale

Le littoral est un milieu dynamique en constante évolution à l'interface entre le milieu marin (l'avant-côte) et le milieu terrestre (e.g., [Carter, 1988](#); [Davis and FitzGerald, 2004](#)). Une majorité des littoraux sableux se sont formés lors des six derniers millénaires de l'Holocène durant la phase de ralentissement de transgression marine. Ils sont le résultat de plusieurs milliers d'années de remaniement des sédiments et sont contrôlés par de nombreux paramètres aussi bien globaux (e.g. isostasie, eustatisme, climat) que locaux (e.g. pente du substrat, apport sédimentaires, régime de houle, géologie). Ces systèmes présentent une grande diversité de formes et sont majoritairement des zones de faibles élévations.

Le littoral est au cœur des problématiques sociétales car il constitue une zone de forts enjeux sociaux, économiques et environnementaux. Or, au vu des changements climatiques futurs annoncés par le GIEC (IPCC 2007/2013; [Bindoff et al., 2007](#); [Church et al., 2013](#)) et notamment les prédictions d'augmentation du niveau de la mer, ces zones basses vulnérables risquent d'être directement impactées. L'amélioration des connaissances sur le fonctionnement de ces milieux complexes est donc primordiale afin d'anticiper leur évolution et ainsi appliquer une stratégie de gestion appropriée.

Une barrière littorale est une structure sédimentaire émergeante le long des interfaces continentales, induite par l'action des vagues et les processus éoliens, que l'on retrouve sur l'ensemble du globe. Elle comprend à la fois une partie émergée, qui peut être composée d'objets sédimentaires variés, et d'une partie immergée (e.g., [Davis and FitzGerald, 2004](#); [Otvos, 2012](#)). La compréhension de ces barrières passe par la connaissance conjointe du fonctionnement de ses deux parties extrêmement interdépendantes, qui réagissent rapidement aux variations des paramètres forçants (vagues, niveau de la mer, apports sédimentaires, etc.). Les systèmes de cordons littoraux emboîtés, '*beach ridges*', que l'on peut régulièrement observer sur la partie émergée d'une barrière, sont des entités présentant un fort potentiel de paléo-marqueurs-environnementaux (e.g., [Otvos, 2000](#); [Tamura, 2012](#)) car ils constituent une série temporelle progradante de l'évolution du littoral (positions successives du trait de côte au cours du temps). À ce titre, de nombreuses études, portant majoritairement sur des systèmes sableux, ont pu mettre en évidence l'enregistrement par ces entités des variations du niveau de la mer (e.g., [van Heteren et al., 2000](#); [Rodriguez and Meyer, 2006](#)), des conditions hydrodynamiques ou d'un point de vue plus général, les changements climatiques passés (e.g., [Goy et al., 2003](#); [Goodwin et al., 2006](#); [Nott et al., 2009](#)).

Originalité du site d'étude - La barrière de Miquelon-Langlade

L'archipel de Saint-Pierre-et-Miquelon est un territoire d'Outre-mer français, situé au nord-ouest de l'Océan Atlantique. L'isthme reliant les îles de Miquelon et Langlade (Fig. 1) constitue la barrière étudiée et présente de nombreux intérêts, tels que :

- **Une complexité et diversité morphologique** : L'isthme constitue une barrière de 12 km de long en forme de Y, composé de plusieurs entités sédimentaires malgré une étendue spatiale restreinte. Ainsi, plusieurs flèches sédimentaires (libres ou recourbées), des dunes sableuses paraboliques, une lagune ouverte sur l'océan et une plaine centrale de cordons littoraux (ou *beach ridges*) constitués d'un mélange de sable et galets (Fig. 1 ; Chapitre II) s'emboîtent les uns dans les autres et témoignent d'une édification complexe. L'ensemble de ces entités morphologiques fait de l'isthme de Miquelon-Langlade **un site singulier d'une complexité peu commune**.
- **Un système se développant le long de deux façades ouvertes sur l'océan** : La majorité des systèmes de barrières littorales se développent le long d'une seule façade ouverte sur l'océan. Cette double exposition aux forçages marins (Fig. 1) fait de l'isthme de Miquelon-Langlade **un exemple remarquable pour ces environnements peu décrits**.
- **Un site préservé** : Contrairement à de nombreux autres systèmes littoraux, l'impact anthropique y est très faible. L'isthme n'est contraint par aucune structure majeure (ex : port, épis, brises lames) ou d'actions humaines (ex : dragage et extraction de sable, rechargement sédimentaire, impact touristique) qui pourraient perturber son évolution. Ainsi **l'isthme de Miquelon-Langlade est qualifié de site naturel**.



Figure 1 : Photographie aérienne (vue vers le sud) de l'isthme de Miquelon-Langlade (photo N. Robin, 2004).

- **Un environnement influencé par un passé glaciaire et périglaciaire:** Le retrait de la calotte glaciaire de l'inlandsis Laurentien il y a 13-12 000 ans a fortement influencé cet archipel. L'évolution de son littoral est étroitement liée aux variations du niveau relatif de la mer qui s'en sont suivies mais aussi au démantèlement et remaniement par l'action des vagues des dépôts glaciaires proximaux servant de source à l'édification des côtes basses de l'archipel. L'isthme de Miquelon-Langlade est un système qui a évolué dans ce contexte **de forts apports sédimentaires locaux et d'élévation du niveau de la mer pour les dépôts les plus récents (8000 BP à l'actuel).**

Objectifs - Problématique

Ce travail de thèse est dédié à alimenter les connaissances sur la compréhension des systèmes de barrières littorales, en se penchant sur un **système de barrière paraglaciale composite, de constitution mixtes sables-galets et évoluant dans un contexte d'augmentation du niveau relatif de la mer**. Pour une meilleure compréhension de ces systèmes trois objectifs majeurs ont été ciblés (Fig. 2) :

1. **Établir une vision mer-terre-mer d'une barrière littorale** afin d'obtenir une **vision globale du système et non plus segmentée comme c'est généralement le cas dans la bibliographie**. Dans ce but, cette étude vise à **caractériser l'organisation de l'ensemble des dépôts sédimentaires post-glaciaires d'une barrière paraglaciale** afin de pouvoir identifier un **schéma géochronologique de mise en place de ses parties émergée et immergée**. Le caractère insulaire de l'archipel face aux autres études réalisées le long du littoral est canadien (principalement à Terre-Neuve et Nouvelle-Écosse), doit permettre d'identifier des similitudes ou des différences dans la construction des littoraux de cette région.
2. **Caractériser l'architecture interne et le mode de construction d'un système de beach-ridges mixtes sables-galets**. Ces aspects sont principalement connus pour des systèmes sableux au détriment des systèmes mixtes. Ce travail doit permettre, entre autre, d'**explorer la capacité de ces systèmes à enregistrer la signature des paramètres influençant leur formation** notamment en tant que marqueur de l'évolution du niveau de la mer passé.
3. **Approfondir les connaissances sur l'effet des facteurs globaux et locaux influençant l'initiation et le développement d'une barrière**. Le site d'étude offre un fort potentiel d'investigation de par la complexité de l'emboîtement de ses sous-systèmes, à la fois en mer et à terre, et sa double exposition au forçage marin, permettant de pouvoir appréhender ces deux types de facteurs (globaux et locaux).

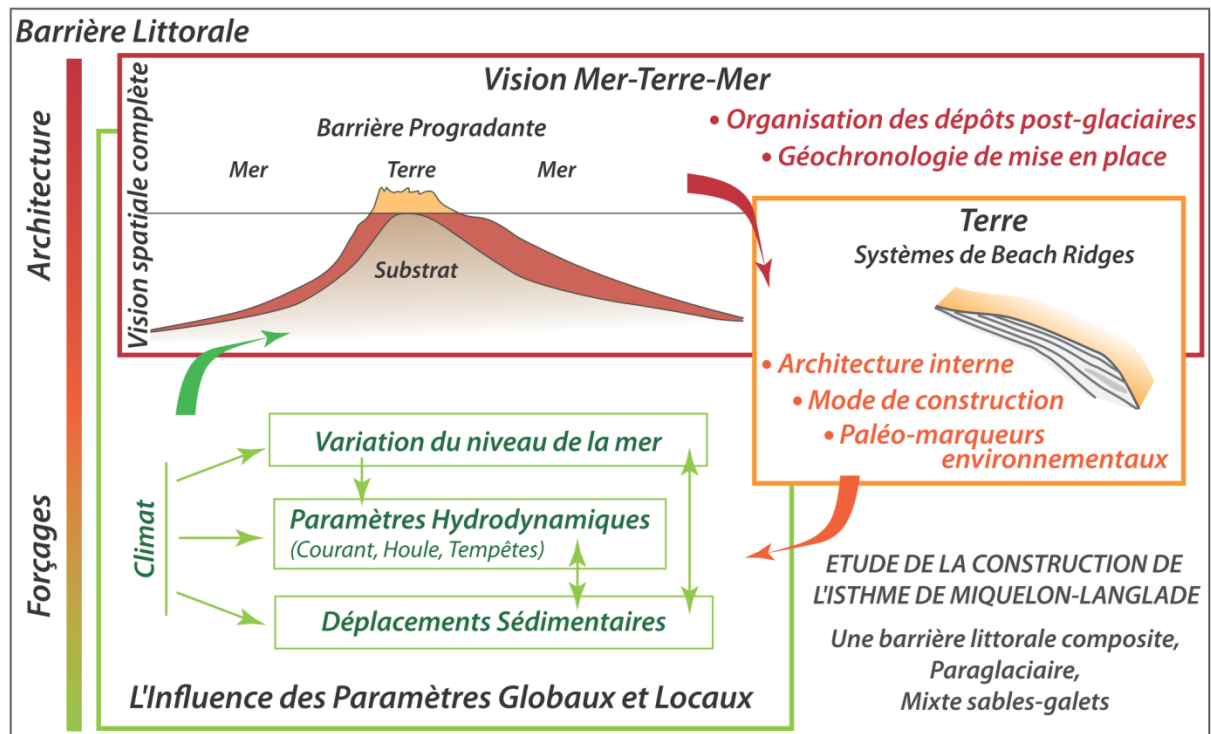


Figure 2 : Schéma conceptuel des objectifs de thèse : 1) Établir une vision Terre-Mer de la barrière littorale afin d'obtenir une vision globale du système (cadre rouge) ; 2) Caractériser l'architecture interne et le mode de construction d'un système de beach ridges mixtes sables-galets (cadre orange); et 3) Établir la part des paramètres globaux et locaux forçant l'initiation et le développement de la barrière (mis en évidence par l'interaction entre les facteurs à l'origine des évolutions des systèmes côtiers ; cadre vert).

Démarche de l'étude

L'étude des barrières littorales combinant la partie terrestre et marine sont encore peu communes dans la littérature (Dougherty et al., 2004; Timmons et al., 2010; Houser, 2012) et restent souvent cloisonnées à l'un des deux domaines. Toutefois elles apparaissent comme étant les plus optimales pour la compréhension globale de ces systèmes. C'est dans ce contexte que s'inscrit ce travail de thèse et que la démarche scientifique a été orientée suivant deux approches :

Une approche méthodologique/technologique classique mais complète, comprenant l'étude morphologique (ortho-photographies et topographie au GPS-RTK), sédimentologique (échantillonnages superficiels et carottes sédimentaires), chronologique (datation OSL) et architecturale de la barrière (géophysique terrestre par géo-radar et marine par sismique). **L'originalité de cette approche repose sur l'étude de l'ensemble de l'architecture interne des dépôts post-glaciaires de cette barrière littorale** en effectuant un **continuum géophysique (une imagerie continue) du milieu marin et terrestre**. C'est dans cette démarche de croisement des technologies que les campagnes d'acquisition de données ont été menées.

Une approche spatiale à deux échelles : d'une part 1) **l'étude globale de la barrière** qui permet d'identifier les grandes phases de son évolution tout en connectant la vision terrestre et marine ainsi que la vision plurimillénaire et active du littoral ; et 2) l'étude plus fine **de la plaine de *beach ridges*** (représentant une grande partie de la barrière émergée), mettant l'accent sur le système le plus susceptible d'enregistrer la signature des paramètres forçants. L'emboîtement de ces deux échelles spatiales permet d'apporter des éléments de détails dans un contexte général de construction de la barrière, facilitant la comparaison du site de Saint-Pierre et Miquelon avec d'autres systèmes comprenant des similitudes.

Organisation du manuscrit

Suivant les objectifs ciblés et la démarche présentée ci-dessus, le manuscrit est articulé en 7 chapitres. Les chapitres I à III abordent des connaissances générales en ce qui concerne les barrières, le site d'étude ainsi que les méthodes utilisés. Les chapitres IV à VII portent sur les résultats et les discussions scientifiques de ces travaux de thèse.

- Le 1^{er} chapitre présente les systèmes de barrières littorales dans leur ensemble, aussi bien en ce qui concerne leur diversité de morphologie et stratigraphie que les paramètres influençant leur formation. Ce chapitre se focalise dans un deuxième temps sur les systèmes de *beach ridges*, représentatif des barrières régressives.
- Le 2^{ème} chapitre présente le cadre général de la zone d'étude, l'Archipel de Saint-Pierre-et-Miquelon, sous des aspects géographiques, géologiques ainsi que l'évolution glacio-eustatique depuis le dernier maximum glaciaire et les conditions météo-marines actuelles. Il expose également une synthèse des connaissances des travaux précédents portant sur le littoral et l'avant-côte de l'isthme de Miquelon-Langlade.
- Le 3^{ème} chapitre présente les outils et techniques, et les données acquises au cours des différentes campagnes pour l'étude aussi bien à terre qu'en mer de ce système littoral.
- Le 4^{ème} chapitre présente les résultats sur la géomorphologie et l'architecture interne de la plaine de *beach ridges*. Il propose un modèle de formation de chaque *ridge* ainsi qu'un schéma synthétique de l'architecture interne de ces *beach ridges* mixtes sable-galet. Ce chapitre met également en lumière et discute de l'influence de la houle sur chacune des deux façades progradantes de l'isthme.
- Le 5^{ème} chapitre se penche sur le potentiel des *beach ridges* mixtes comme marqueur du niveau de la mer passé et propose une tendance de l'évolution du RSL sur les derniers 2400 ans. Il expose dans un deuxième temps un modèle de formation de la plaine de *beach ridges* dans ce contexte d'augmentation du niveau de la mer et de forts apports sédimentaires.

- Le 6^{ème} chapitre se place à l'échelle de la barrière dans sa globalité afin de présenter une vision mer-terre-mer des dépôts sédimentaires post-glaciaires de la barrière. Il met en avant la complexité et la diversité des systèmes qui constituent cette barrière composite.
- Le 7^{ème} chapitre combine la totalité des résultats de la thèse et propose un modèle de formation de l'ensemble de la barrière depuis sa libération par des glaces (13 700 ans BP) jusqu'à sa forme actuelle.

Le manuscrit se termine par une conclusion générale faisant le lien entre les différents points étudiés et replace cette étude dans un contexte global sur les connaissances des barrières littorales.

Références

- Bindoff, N.L., Willebrand, J., Artale, V., Cazenave, A., Gregory, J., Gulev, S., Hanawa, K., Le Quéré, C., Levitus, S., Nojiri, Y., Shum, C.K., Talley, L.D., Unnikrishnan, A., 2007.** Observations: Oceanic Climate Change and Sea Level. In: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Carter, R.W.G., 1988.** Coastal Environments. Academic Press, 617 pp.
- Church, J.A., Clark, P.U., Cazenave, A., Gregory, J.M., Jevrejeva, S., Levermann, A., Merrifield, M.A., Milne, G.A., Nerem, R.S., Nunn, P.D., Payne, A.J., Pfeffer, W.T., Stammer, D., Unnikrishnan, A.S., 2013.** Sea Level Change. In: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. [Stocker, T.F., Qin, D., Plattner, G.-K., Tignor, M., Allen, S.K., Boschung, J., Nauels, A., Xia, Y., Bex, V., Midgley, P.M. (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Davis, R.A., FitzGerald, D., 2004.** Beaches and Coasts. Blackwell.
- Dougherty, A.J., FitzGerald, D.M., Buynovich, I.V., 2004.** Evidence for storm-dominated early progradation of Castle Neck barrier, Massachusetts, USA. *Marine Geology*, 210(1–4), 123–134.
- Goodwin, I.D., Stables, M.A., Olley, J.M., 2006.** Wave climate, sand budget and shoreline alignment evolution of the Iluka–Woody Bay sand barrier, northern New South Wales, Australia, since 3000 yr BP. *Marine Geology*, 226(1–2), 127–144.
- Goy, J.L., Zazo, C., Dabrio, C.J., 2003.** A beach-ridge progradation complex reflecting periodical sea-level and climate variability during the Holocene (Gulf of Almería, Western Mediterranean). *Geomorphology*, 50(1–3), 251–268.
- Houser, C., 2012.** Feedback between ridge and swale bathymetry and barrier island storm response and transgression. *Geomorphology*, 173–174(0), 1–16.
- Nott, J., Smithers, S., Walsh, K., Rhodes, E., 2009.** Sand beach ridges record 6000 year history of extreme tropical cyclone activity in northeastern Australia. *Quaternary Science Reviews*, 28(15–16), 1511–1520.
- Otvos, E.G., 2000.** Beach ridges — definitions and significance. *Geomorphology*, 32(1–2), 83–108.
- Otvos, E.G., 2012.** Coastal barriers — Nomenclature, processes, and classification issues. *Geomorphology*, 139–140, 39–52.
- Rodriguez, A.B., Meyer, C.T., 2006.** Sea-Level Variation During the Holocene Deduced from the Morphologic and Stratigraphic Evolution of Morgan Peninsula, Alabama, U.S.A. *Journal of Sedimentary Research*, 76(2), 257–269.
- Tamura, T., 2012.** Beach ridges and prograded beach deposits as palaeoenvironment records. *Earth-Science Reviews*, 114(3–4), 279–297.
- Timmons, E.a., Rodriguez, A.B., Mattheus, C.R., DeWitt, R., 2010.** Transition of a regressive to a transgressive barrier island due to back-barrier erosion, increased storminess, and low sediment supply: Bogue Banks, North Carolina, USA. *Marine Geology*, 278(1–4), 100–114.
- van Heteren, S., Huntley, D.J., van de Plassche, O., Lubberts, R.K., 2000.** Optical dating of dune sand for the study of sea-level change. *Geology*, 28(5), 411–414.

1^{ère} Partie

Cette première partie se compose de trois chapitres.

Le 1^{er} chapitre a pour objectif de présenter les systèmes de barrières littorales dans leur ensemble, aussi bien en ce qui concerne leur diversité morphologique ou stratigraphique, que les paramètres influençant leur formation. Il permet également de pointer les spécificités des barrières composant les côtes paraglaciaires. Dans un deuxième temps, ce chapitre focalise tout particulièrement sur les systèmes de *beach ridges*, représentatifs des barrières régressives.

Le 2^{ème} chapitre présente le cadre générale de la zone d'étude de ce travail, l'Archipel de Saint-Pierre-et-Miquelon, sous des aspects géographiques, géologiques et climatiques retraçant les évolutions depuis la dernière période glaciaire jusqu'à l'Holocène pour aboutir à l'Actuel.

Le 3^{ème} chapitre présente les outils et les techniques ainsi que les données utilisées pour l'étude aussi bien à terre qu'en mer de ce système littoral.

Chapitre I – Les barrières littorales : Généralités, Systèmes paraglaciaires et Systèmes de *beach ridges*

Chapitre II – L'archipel de Saint-Pierre-et-Miquelon

Chapitre III – Méthodologie : Étude Terre-Mer d'une barrière

Chapitre I - **LES BARRIÈRES LITTORALES**
GÉNÉRALITÉS, SYSTÈMES PARAGLACIAIRES &
SYSTÈMES DE *BEACH RIDGES*

Chapitre I – Les barrières littorales	23
I-1. Les barrières littorales.....	25
I-1.1. Caractérisation des barrières littorales et modèles stratigraphiques	25
I-1-1.a. Morphologie des barrières littorales.....	26
I-1-1.b. Paramètres influençant la formation d’une barrière	28
I-1-1.c. Modèles stratigraphiques des barrières	32
I-1.2. Spécificités des barrières paraglaciales.....	36
I-1-2.a. Les systèmes paraglaciales.....	36
I-1-2.b. Stratigraphie des dépôts contrôlés par les variations du RSL	39
SYNTHÈSE SUR LES BARRIÈRES LITTORALES	43
I-2. Les systèmes de <i>beach ridges</i>	45
I-2.1. Définition et caractérisation des <i>beach ridges</i>	45
I-2-1.a. Définition	45
I-2-1.b. Répartition géographique	46
I-2-1.c. Diversité morphologique	47
I-2.2. Les différents modes de construction des <i>beach ridges</i>	48
I-2-2.a. Les beach ridges construits par les tempêtes et les fortes houles.....	49
I-2-2.b. Les beach ridges sableux construits lors de conditions de houle normale et par l’action éolienne	50
I-2-2.c. Les beach ridges construits par la migration de barres d’avant-côte.....	51
I-2-2.d. Les beach ridges influencés par les oscillations du niveau de la mer	51
I-2.3. Les <i>beach ridges</i> comme marqueurs paléo-environnementaux ?.....	52
I-2-3.a. Indicateurs de l’évolution du niveau relatif de la mer	52
I-2-3.b. Témoins des événements de forte énergie et érosifs.....	53
I-2-3.c. Sensibles aux cycles climatiques.....	54
I-2-3.d. Tributaires de la fluctuation des apports en sédiment	55
I-2-3.e. Marqueurs des changements du climat de vent et de houle.....	56
SYNTHÈSE SUR LES SYSTÈMES DE <i>BEACH RIDGES</i>	57
Références.....	58

Chapitre I – Les barrières littorales : Généralités, Systèmes paraglaciaires et Systèmes de *beach ridges*

I-1. Les barrières littorales

I-1.1. Caractérisation des barrières littorales et modèles stratigraphiques

Les barrières littorales sont des accumulations sédimentaires de formes généralement longitudinales parallèles à la côte (Fig. I-1). Ce sont des structures que l'on retrouve sur l'ensemble du globe et qui constitueraient jusqu'à 15 % du linéaire côtier mondial (Zenkovich, 1967; Glaeser, 1978; Fisher, 1982; Davis and FitzGerald, 2004; Pilkey et al., 2009; Stutz and Pilkey, 2011; Otvos, 2012). La plupart des barrières actuelles ont été initiées au milieu de l'Holocène (6 000 BP), lors de la dernière phase de la transgression marine qui se traduit par un fort ralentissement de la remontée du niveau de la mer (e.g., Stutz and Pilkey, 2011). De nombreux auteurs tels que McGee (1890), Leontyev (1965), Hoyt (1967) et Swift (1975) reconnaissent que ce ralentissement de la remontée du niveau de la mer est la raison fondamentale à la formation et à l'existence des barrières actuelles (Stutz and Pilkey, 2011), et que les mouvements du niveau relatif de la mer (RSL : *relative sea level*) sont le premier facteur contrôlant leur développement (Roy et al., 1994).

Le terme barrière apparaît pour la première fois dans les écrits de Lyell (1830, in Otvos, 2012). Les études sur les barrières et leurs modes de formation commencent à émerger à partir du milieu du 19^{ème} siècle, et ont été débattues pendant plus d'un siècle et demi notamment par DeBeaumont (1845), Redman (1852), Gilbert (1885), McGee (1890), Hoyt (1967; 1968; 1970), Cooke (1968; 1971), Otvos (1970a; 1970b; 1981), Schwartz (1973). La diversité des systèmes et de leurs modes de formation commence alors à se préciser, allant de la formation depuis des bancs émergents, des barres submergées, au développement de flèches sédimentaires liées à la dérive littorale. À présent les scientifiques s'accordent pour dire que les paramètres essentiels pour initier la formation de barrières sont d'avoir un soubassement ou substrat adéquat, un stock sédimentaire suffisant, remanié et/ou déposé grâce à l'action des vagues ; en d'autres termes un espace d'accommodation disponible au-dessus du substrat capable d'être comblé par les sédiments transportés par l'action des vagues (Short, 1999).

I-1-1.a. Morphologie des barrières littorales

Un système de barrière littorale s'étend de part et d'autre de sa partie émergée. Plusieurs domaines peuvent être distingués (Fig. I-1) : (1) **la plage et l'avant-côte**, qui correspondent à la partie la plus dynamique du système et (2) **la partie émergée de la barrière**, qui peut être constituée ou non d'embouchure(s) tidale(s) et/ou recouvert de formations dunaires. En fonction de sa position par rapport à la côte (accollée ou distante ; Fig. I-2), la barrière peut être séparée de la côte par (3) **une zone énergétiquement plus calme** (baie ou lagune) pouvant être constituée d'un estran et de marais (Fig. I-1).

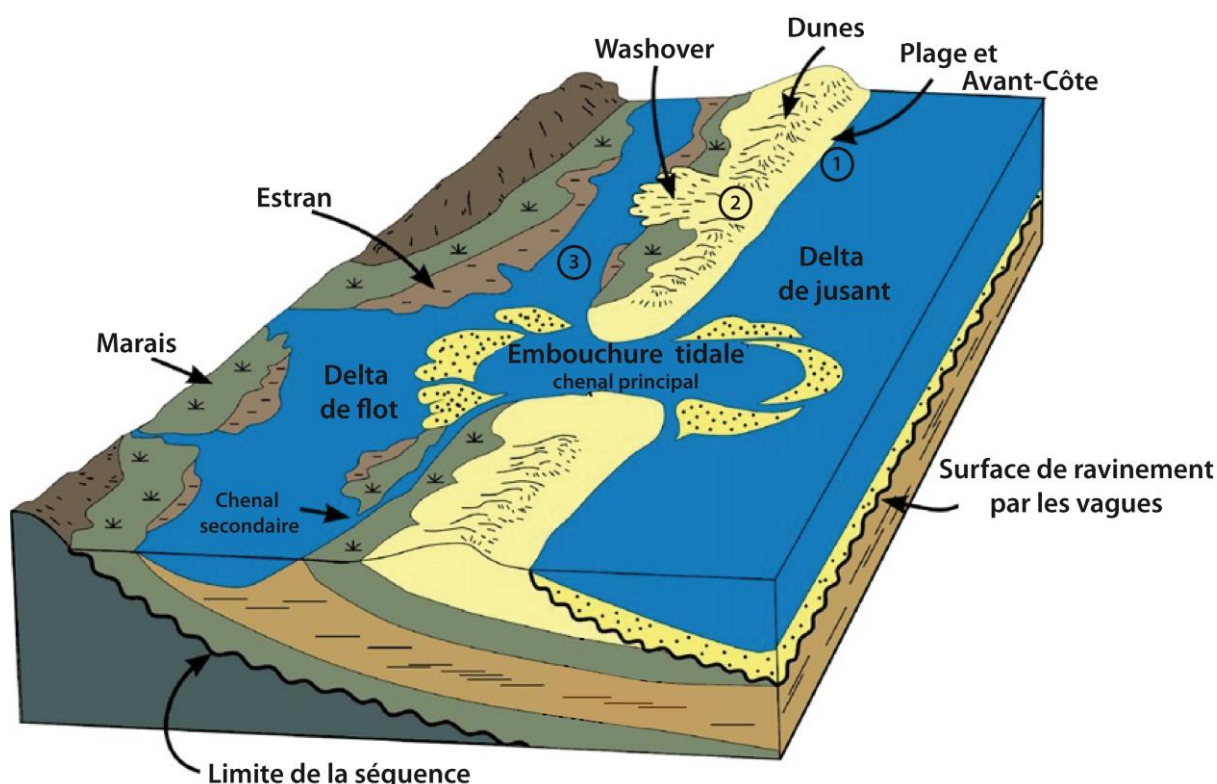


Figure I-1 : Schéma d'une barrière représentant (1) la plage et l'avant-côte, (2) la partie émergée de la barrière et (3) la zone abritée qui sépare la barrière de la côte (modifié depuis Reinson (1992)).

Ces systèmes sont le résultat de l'évolution du niveau marin, de la quantité et de la nature granulométrique des apports sédimentaires, des variations climatiques locales, et sont fonction de l'action combinée de la houle, du vent, du transport sédimentaire mais également de la géologie et de la bathymétrie locale. Ces nombreux paramètres donnent ainsi naissance à une grande diversité de formes de ces accumulations sédimentaires sur les littoraux. Trois grandes catégories peuvent être distinguées en fonction de leur rattachement à la côte (Otvos, 2012) (Figs. I-2 et I-3) :

- (1) Les **îles barrières** qui ne possèdent pas d'ancrage à la côte. Elles sont les plus communes sur les littoraux (Otvos, 2012), et peuvent être isolées ou constituer une chaîne de plusieurs

centaines à milliers de kilomètres de long (comme c'est par exemple le cas sur près de 3000 km le long de la côte Est américaine) ;

- (2) Les **barrières rattachées au continent**, qui possèdent un point d'ancrage à la côte avec l'une ou ses deux extrémités. Cette catégorie regroupe des entités de formes très diverses (Davis and FitzGerald, 2004). On distingue des systèmes se développant (i) dans le sens du transport sédimentaire longitudinal dominant, tels que les **flèches** (à crochons ou celles dites 'volantes' ; Figs. I-2b, 2c et I-3c, 3d) et les **barrières attachées** (*welded barrier*, rattachées à la côte à leur deux extrémités ; Fig. I-2a) ; mais également (ii) via un transport sédimentaire convergent lié à la réfraction de la houle, tels que les **cuspatés** (Fig. I-2d, de forme triangulaire) et les **tombolos** (simple, double ou triple ; Figs. I-2e, I-3a) qui sont rattachés à un îlot plus ou moins distant du littoral ;
- (3) Les **barrières accolées au continent** qui se construisent vers le large et peuvent être composées de systèmes de cheniers, de plaines alluviales ou des successions de cordons littoraux.

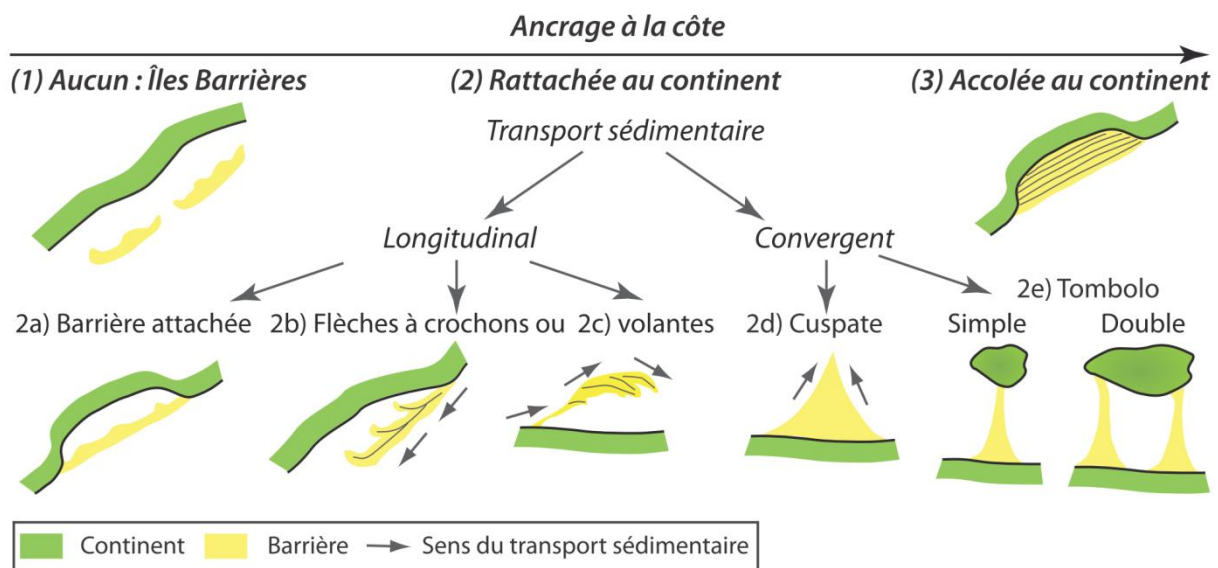


Figure I-2 : Représentations schématiques des différentes morphologies de barrières réparties en trois grandes classes en fonction de leur rattachement à la côte : les îles barrières, les barrières rattachées au continent (flèches, cuspate, tombolo) et les barrières accolées au continent.

Ces différents types morphologiques représentent un large catalogue des classes de barrières observées dans la nature, toutefois leur forme peut s'avérer plus complexe que ces visions simplifiées. En effet, elles peuvent être constituées d'une combinaison de plusieurs types morphologiques présentés ci-dessus. Cet emboîtement morphologique reflète une histoire plus complexe de leur formation et des forçages qui ont permis leur développement au cours du temps. **Les travaux de cette thèse porte sur un tel système (Fig. 1 de l'Introduction Générale) ayant au premier abord une forme de tombolo double, mais composé à la fois de systèmes de flèches, de**

nombreux cordons littoraux accolés et d'une lagune connectée à l'océan par une passe tidale. Afin de refléter pleinement la diversité morphologique des barrières littorales, le terme **barrière composite** a été introduit pour les systèmes complexes (e.g., [Otvos, 1982](#); [Otvos, 2012](#)) et sera utilisé dans ces travaux.



Figure I-3 : Exemples de barrières (a) tombolo simple au Costa Rica (GoogleEarth); (b) barrière à Portugal Cove South (Terre-Neuve, Canada) comprenant des successions de cordons littoraux (beach ridges) ; (c) systèmes de flèches à Flat Island Spit (St George's Bay, Terre-Neuve) ; et (d) petites flèches et barrière rattachée entre des drumlins sur la façade Est de Nova Scotia (Photographies issues de [Forbes, 2011](#)).

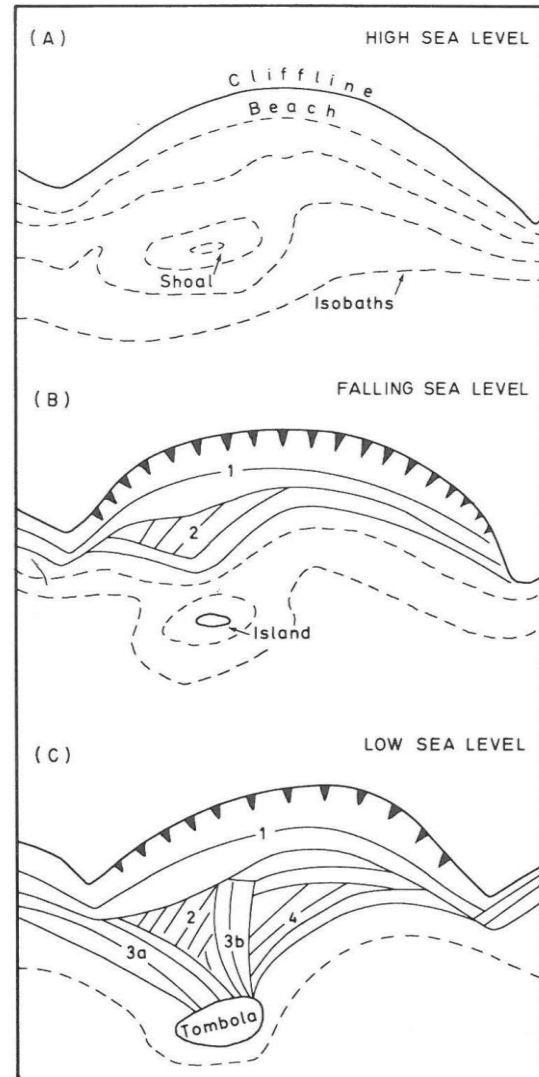
I-1-1.b. Paramètres influençant la formation d'une barrière

i. Le rôle du substrat géologique ou de la topographie héritée

La morphologie et le gradient de pente du substrat sont des facteurs qui contrôlent principalement **la forme et l'emplacement de la barrière par rapport à la côte**. Les plages, ainsi que les barrières, se développent généralement sur un substrat (formation plus ancienne que les dépôts sédimentaires de la barrière) possédant une pente comprise entre $0,05^\circ$ et $0,8^\circ$; une pente de $0,1^\circ$ permettrait un développement théorique optimum d'une plage ([Roy et al., 1994](#); [Short, 1999](#)). La pente du substrat influence directement les variations locales de l'énergie de la houle et indirectement le transport et les dépôts de sédiments. Ainsi, les pentes faibles vont favoriser le développement de systèmes d'îles barrières et de larges lagunes, alors que les forts gradients ($> 0,8^\circ$) vont favoriser la formation de barrières rattachées à la côte ([Short, 1999](#)). Les pentes trop faibles ou trop fortes ne permettront pas les dépôts de plage, soit car l'énergie est insuffisante pour former des accumulations sédimentaires massives et un profil de plage, soit car l'énergie est trop forte et expulse les sédiments.

La bathymétrie, les singularités du fond de la mer ainsi que les irrégularités de la côte (cap, promontoire) ont également un impact sur la propagation (réfraction et diffraction) de la houle (Fig. I-4 ; Carter, 1988; Riggs et al., 1995; Flinn, 1997). Une bathymétrie homogène verra les lignes de crêtes se réfracter de manière à se rapprocher des isobathes, alors qu'en présence d'un cap et d'une baie, l'énergie de la houle va se concentrer au niveau du cap et sera dispersée au niveau de la baie. Les barrières rattachées au continent (Fig. I-2) sont typiquement le résultat des irrégularités de la côte, qui peuvent servir de point d'accroche pour le développement des flèches. Les pointements rocheux (émergés ou immergés), les bancs ou les îlots (Fig. I-4) sont autant d'éléments qui perturbent la propagation de la houle et modifient le transport et le dépôt de sédiments. Ils peuvent entraîner la formation de tombolo (Fig. I-4), servir de point d'accroche autour duquel vont se déposer les sédiments, mais également contribuer aux changements d'orientation des morphologies présentes, comme par exemple par le réalignement des cordons littoraux en réponse à la perturbation des forçages hydrodynamiques (Fig. I-4).

Figure I-4 : Influence d'un haut-fond ou d'une île perturbant la réfraction de la houle et induisant la formation d'un tombolo et le changement d'orientation de beach ridges (Carter, 1988). →



ii. Les sources sédimentaires

Le type (taille des grains, minéralogie) et la quantité de sédiments présents dans les environnements côtiers sont fonction de la géologie locale et régionale. En effet, la nature sédimentaire des stocks détermine celle des barrières littorales adjacentes (graveleuses, sableuses ou mixtes). **Les apports sédimentaires** vont contribuer à la fois à la **formation, au développement et à la stabilité ou non (érosion, accrétion) des systèmes littoraux** (e.g., Roy et al., 1994). Par exemple, un apport sédimentaire insuffisant peut entraîner le recul, voir la destruction d'un système de barrière.

Les sédiments peuvent être d'origines diverses et constituent généralement un mélange de plusieurs sources sédimentaires (Carter, 1988). Les sédiments peuvent provenir de:

- (1) **L'érosion par les vagues** (i) du plateau continental, liée au remaniement des sédiments lors de la dernière transgression marine, et dont les transports transversaux font remonter le sédiment progressivement vers le littoral ; ou (ii) de l'érosion des côtes adjacentes (e.g. falaises meubles, plages) qui alimente le littoral via un transport longitudinal. Aux hautes latitudes, l'érosion des dépôts glaciaires (en mer ou en bordure côtière) prodigue la majeure partie, voir la totalité, du matériel graveleux et sableux qui forme les littoraux paraglaciers.
- (2) **L'apport terrigène** provenant des bassins versants. Ces apports peuvent être importants, notamment dans les zones deltaïques, mais sont des sources spatialement très variables le long des côtes. L'anthropisation joue un rôle non négligeable sur les apports provenant des rivières, notamment due au nombre croissant de barrages sur les bassins versants qui diminue le transport sédimentaire vers la côte (e.g., Milliman, 1997; Brunel et al., 2014).

L'intensité des flux sédimentaires en provenance de l'ensemble de ces sources est fonction de la variabilité des processus climatiques et hydrodynamiques qui les contrôlent. Cependant, les systèmes littoraux évoluent actuellement de plus en plus dans un contexte de carence sédimentaire (balance sédimentaire négative) qui contribue à l'érosion de nombreuses côtes (Komar, 2011), dont celles constituées de barrières littorales (e.g., Otvos and Carter, 2013).

iii. L'influence de la houle, de la marée et du climat

Les barrières littorales sont préférentiellement présentes dans les environnements micro- à méso- tidaux (0 à 4 m de marnage) dominés par la houle. La marée contrôle directement le prisme tidal¹ qui influence le nombre et la taille des embouchures présentes dans ces systèmes. La houle, quant à elle, est un paramètre primordial dans la formation d'une barrière car c'est le principal facteur qui contrôle le transport et l'afflux sédimentaire vers et le long de la barrière. Les fluctuations du climat de houle au cours du temps vont directement influencer l'évolution des barrières littorales favorisant des phases de croissance (e.g. Aagaard et al. (2007), Clemmensen et al. (2001) lors du Petit âge de Glace ou Nichol et al. (1997), Eisma (1998), Dabrio et al. (2000) lors de la crise subboréal/subatlantique) ou de détérioration (Buynevich and Donnelly (2004), Pries et al. (2008), Houser et al. (2008), Billeaud et al. (2009), Gervais et al. (2012), Chaumillon et al. (2014)) des barrières.

¹ Le prisme tidal est le volume d'eau échangé à travers un système côtier entre le flot et le jusant, il est fonction de la géométrie du système, du marnage et de l'espace d'accommodation.

Lors de tempêtes, c'est à dire d'évènements ponctuels de forte énergie, les barrières peuvent être affectées par les variations brutales de l'énergie de la houle, des surcotes et de l'augmentation du prisme tidal. Ces évènements extrêmes peuvent marquer les barrières et les littoraux bien plus que le climat et les conditions hydrodynamiques moyennes ou saisonnières. En effet, de nombreux exemples relatent des segmentations de barrières via l'apparition de brèches (Andrade et al., 2004) ou d'embouchures dans les barrières (Schwab et al., 2000; Mallinson et al., 2011) suite à un évènement ou une périodicité plus accrue de tempêtes, comme à Pamlico Sound en Caroline du Nord lors du Petit Age de Glace (*Little Ice Age*, LIA) (Mallinson et al. (2011) ; Fig. I-5). Dans des cas extrêmes, les barrières peuvent même être totalement détruites par le passage d'ouragan ou de tsunami. Ce fut le cas à Banda Aceh en Indonésie (Fig. I-6), où le passage d'un tsunami (le 26/12/2004) a totalement détruit la barrière (Umitsu et al., 2007; Paris et al., 2009).

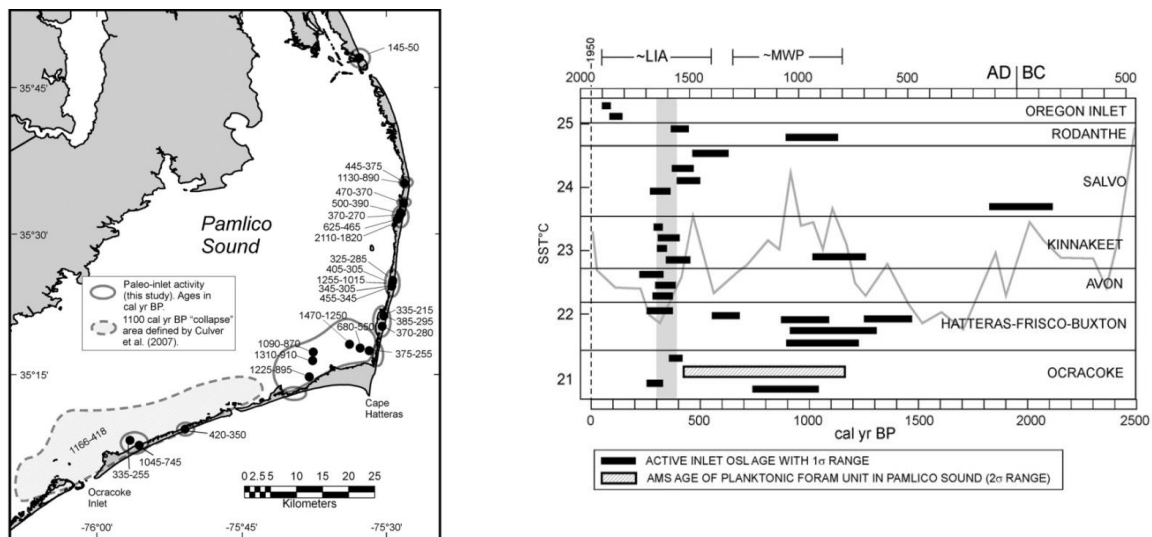


Figure I-5 : Variation du nombre et de la localisation des embouchures à Pamlico Sound (USA, Caroline du Nord) en réponse aux variations climatiques pendant le Petit Age de Glace (LIA) et l'Optimum Médiéval Climatique (Medieval Warm Period, MWP) (Mallinson et al., 2011).

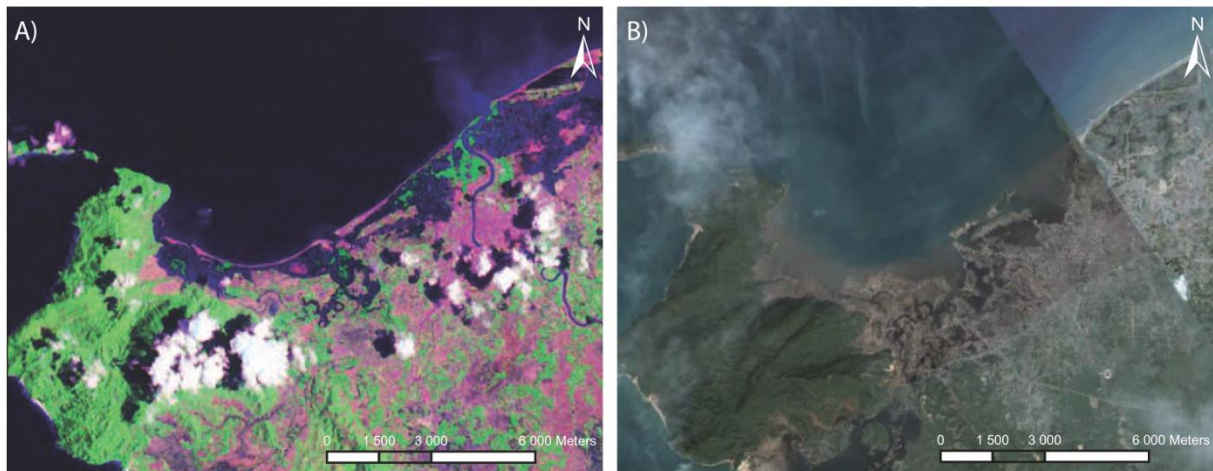
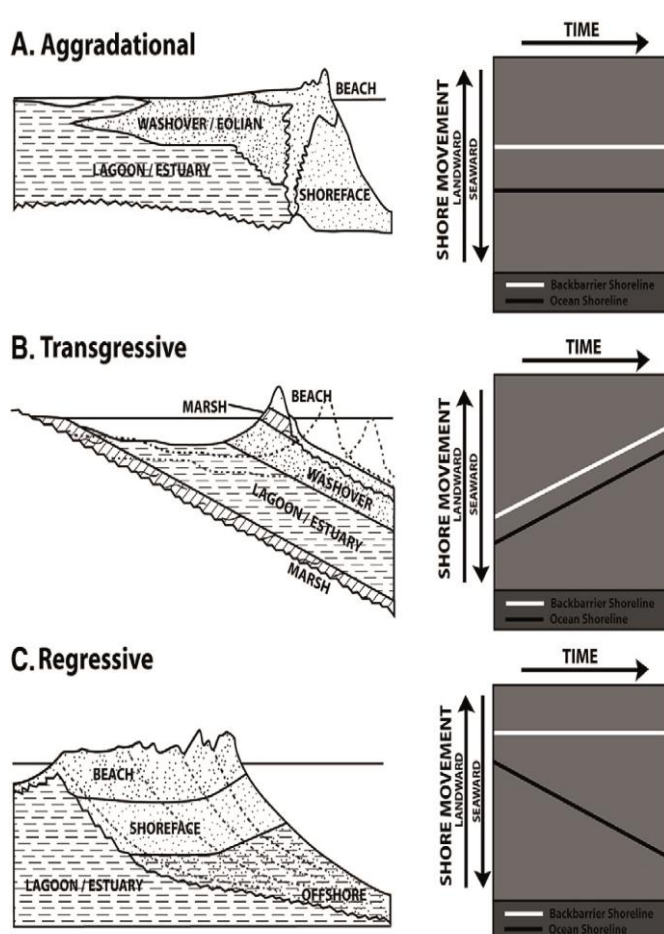


Figure I-6 : Effets dévastateur d'un tsunami sur une barrière: exemple d'une barrière près de la ville de Banda-Aceh, Indonésie. A) La barrière est parfaitement visible sur les données de EarthSat GeoCover de 1990 et 2000 (image issue de GeoCover LandSat Nasa, 1990), B) la barrière a totalement disparue après le passage du tsunami du 26 Décembre 2004 (GoogleEarth, 28 janvier 2005) (<http://www.landsat.org/trfic/tsunami2004/>).

Le climat régional va également avoir une influence sur la végétation et l'environnement en arrière de la barrière. Les variations saisonnières du climat, tels que la présence de neige et de glace sur les littoraux durant les périodes hivernales, peuvent également jouer un rôle sur le développement des barrières. En effet, dans les zones à climat continental ou polaire, cette couche compacte de neige ou de glace sur les littoraux va jouer un rôle protecteur contre la houle et les tempêtes hivernales. Toutefois, des études récentes suggèrent que le détachement de ces pieds de glaces au printemps pourrait être responsable de l'arrachement de sédiments (Friesinger and Bernatchez, 2010) et donc jouer également un rôle dans la dégradation de ces systèmes littoraux.

I-1-1.c. Modèles stratigraphiques des barrières

L'évolution des barrières, comme la plupart des environnements côtiers, est en grande partie reliée à un rapport entre l'accumulation sédimentaire et l'espace d'accommodation (e.g., Carter, 1988; Roy et al., 1994; Short, 1999; Timmons et al., 2010; Otvos, 2012). L'espace d'accommodation, correspond à l'espace disponible entre le fond de la mer et la surface de l'eau. Il est fonction de l'apport sédimentaire (qui comble l'espace disponible et qui est matérialisé par des séquences de dépôts), des mouvements verticaux : subsidence ou isostasie (mouvement du bassin qui s'enfonce ou se soulève), et de l'eustatisme (variation du niveau moyen de la mer). En fonction du rapport entre



l'accumulation sédimentaire et l'espace d'accommodation (Tab. I-1), trois schémas de développement d'une barrière peuvent se dessiner, distinguant ainsi **des barrières** dites (i) **aggradantes (stationnaires)**, (ii) **transgressives (rétrogradantes)**, et (iii) **régressives (progradantes)** (Fig. I-7, Tabs. I-1 (e.g. Roy et al., 1994; Masselink and Hughes, 2003) et I-2 (Otvos, 2012), et développé ci-dessous).

Figure I-7 : Modèles stratigraphiques des barrières A) aggradantes, B) transgressives et C) régressives (d'après Galloway and Hobday, 1983; dans Timmons et al., 2010), ainsi que l'évolution de leur trait de côte (côté mer et côté lagune) au cours du temps.

Tableau I-1 : Relations entre le budget sédimentaire et l'évolution du niveau marin relatif (RSL) pouvant induire une progradation (avancée), une rétrogradation (recul) ou un état stationnaire de la barrière (Modifié depuis Masselink and Hughes, 2003).

Budget sédimentaire	Chute du RSL	Stabilité du RSL	Augmentation du RSL
Positif	Barrière progradante	Barrière progradante	Indéterminée
Neutre	Barrière progradante	Barrière stationnaire	Barrière rétrogradante
Négatif	Indéterminée	Barrière rétrogradante	Barrière rétrogradante

Tableau I-2 : Glossaire des catégories pour le développement des barrières littorales (basé sur Thom, 1984; Roy et al., 1994; Hesp and Short, 1999; Angulo et al., 2009; Dillenburg and Hesp, 2009; Giannini et al., 2009; Hesp et al., 2009; dans Otvos, 2012).

Regressive (prograded)	Seaward extension of mainland and island barriers by addition of strandplain sectors and/or dunefields, generally at times of stable or declining sea-levels.
Transgressive (retrograded, receded)	Landward "rollover" translation (recession) of transgressive island barriers during sea-level rise and transgression or periods of intensive and persistent storm overwash.
Aggraded (stationary)	Vertical barrier growth by stacking of sand layers, possibly aided by rising sea-level and moderate sand supply.
Transgressive dunefield barrier	Thick, wind-transported dune barrier complexes, deflated from the nearshore zone and composed of different dune categories.
Attached	Dunefield barrier that has migrated upslope from backshore dune areas, became attached to older terrains and straddled headlands behind the beaches. Following removal of the cliff-attached dune ramp in the rear of the dunefields, the barrier remains isolated on the cliff top.
Complex	Combinations of relict foredune ridges and dunefields.
Episodic	Composed mostly of eolian units deposited at times of dune instability and intensive eolian accumulation from abundant sand sources, possibly related to Pleistocene sea-level and climate fluctuations.
Composite (hybrid)	Combinations of prograded, aggraded, transgressive and/or episodic barriers.

i. Les barrières aggradantes

Les **barrières aggradantes** (Tab. I-2) se développent verticalement et l'apport sédimentaire est tel qu'il compense exactement les variations du niveau de la mer. Elles sont dites stationnaires (Tab. I-1) car leur localisation est similaire au cours de leur évolution (pas de migration du trait de côte ; Fig. I-7A). Cette catégorie de barrière est assez rare car une légère augmentation ou diminution des apports sédimentaires peut modifier l'équilibre du système, et le faire évoluer vers l'une des deux autres configurations (Roy et al., 1994). Un exemple remarquable d'une barrière aggradante est celui de Mustang Island au Texas (USA) dont la délicate balance entre le taux d'augmentation du niveau de la mer et l'apport en sédiments a permis une accumulation de 20 m de sables accrétés au même endroit pendant environ 9500 ans (Simms et al., 2006).

ii. Les barrières transgressives

Les **barrières transgressives** (Tab. I-2) se forment lorsque le taux de sédimentation n'arrive pas à combler l'espace d'accommodation (Barrière rétrogradante ; Tab. I-1) ce qui entraîne un recul de son trait de côte vers la terre, aussi bien le long de sa côte abritée que de celle ouverte sur l'océan (Figs. I-7B, I-8). Elles reflètent généralement des conditions d'élévation (Fig. I-8) ou de stabilité du niveau de la mer dans un contexte de faible apport sédimentaire (Tab. I-1). Ainsi, les sédiments de l'avant-côte sont érodés puis transportés par la dérive littorale, vers une autre partie du système. La barrière peut également être influencée par des phénomènes de submersion entraînant des dépôts de débordement (*washover* ; Fig. I-8B) à l'arrière de la barrière et donc sa translation (e.g., Mellett et al., 2012; Otvos, 2012; Lima et al., 2013; Otvos and Carter, 2013).

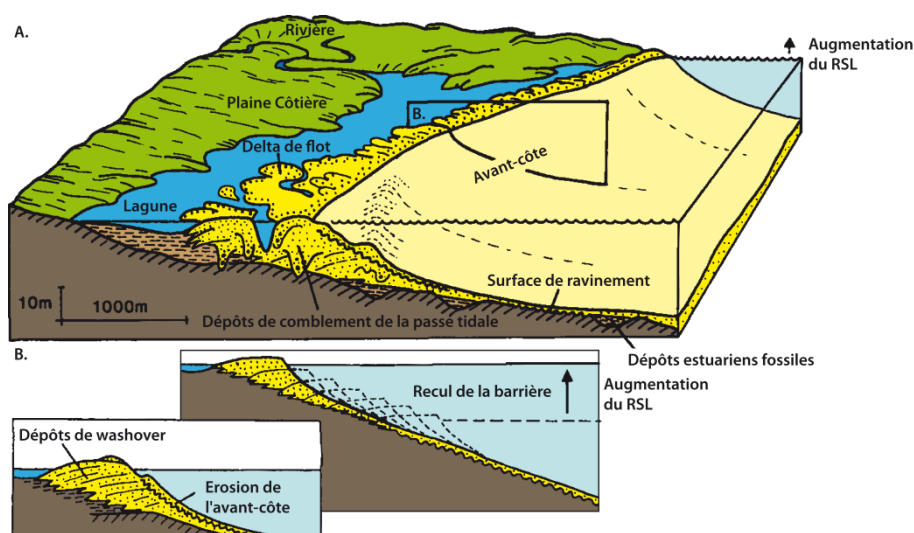


Figure I-8 : A. Schéma de l'évolution d'une barrière transgressive dans un contexte d'augmentation du niveau de la mer. B. Coupe 2D de la barrière mettant en évidence le retrait de la barrière vers le continent et l'organisation stratigraphique des dépôts de washover de la partie supérieure de la barrière (Modifié depuis Roy et al., 1994).

iii. Les barrières régressives

Les **barrières régressives** (Tab. I-2) se développent lorsque le taux de sédimentation excède l'espace d'accommodation (Barrière progradante ; Tab. I-1) et entraîne la progradation vers le large de la face marine de la barrière (Figs. I-7C, I-9, I-10). Elles se caractérisent par une succession préservées de morphologies marquant la position des anciennes lignes de rivages tels que des cheniers, des plaines alluviales, des dunes parallèles (*fores dunes*) ou des successions de cordons littoraux (*beach ridges*) ; Figs. I-9, I-10). Ces barrières sont répertoriées aussi bien dans des contextes de chute ((e.g., Tamura et al., 2008; Sanjaume and Tolgensbakk, 2009) ; Fig. I-9 ;), de stabilité ((e.g., Goy et al., 2003) ; Fig. I-10 ;) ou d'augmentation du niveau de la mer (e.g., Engels and Roberts, 2005;

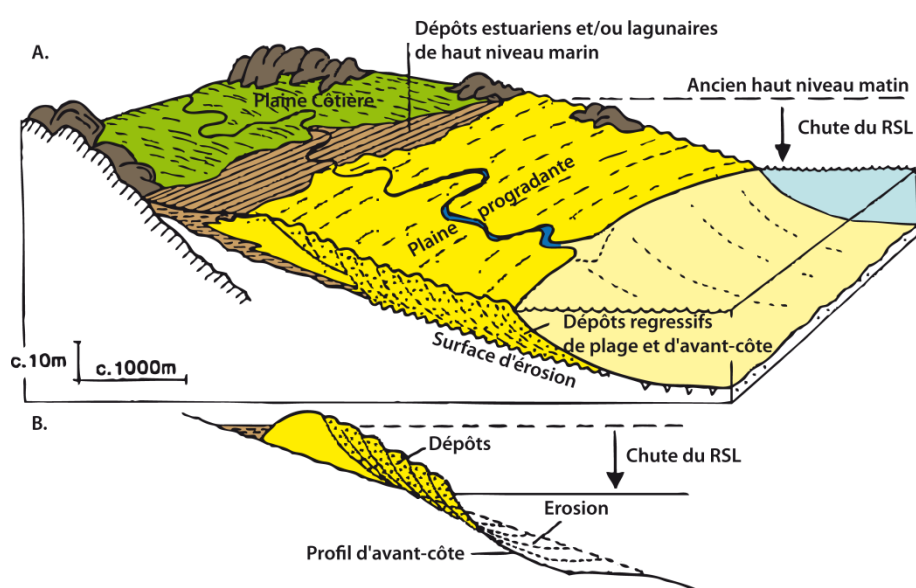


Figure I-9 : A. Schéma de l'évolution d'une barrière régressive dans un contexte de chute du niveau de la mer (régression forcée). B. Coupe 2D mettant en évidence l'avancée de la barrière vers la mer (modifié depuis Roy et al., 1994).

Rodriguez and Meyer, 2006). Ainsi, elles mettent l'accent sur l'aspect primordial de prendre en compte le budget sédimentaire pour anticiper leur évolution. Lorsque ces systèmes sont liés à une chute de niveau relatif de la mer, ils sont qualifiés comme évoluant dans des conditions de **régression forcée** (*forced or eustatic regression*, (Roy et al., 1994) ; Fig. I-9). Lorsque leur développement est lié à de forts apports sédimentaires excédant l'impact de la variation du RSL, ils sont qualifiés comme évoluant dans des conditions de **régression normale** (Fig. I-10).

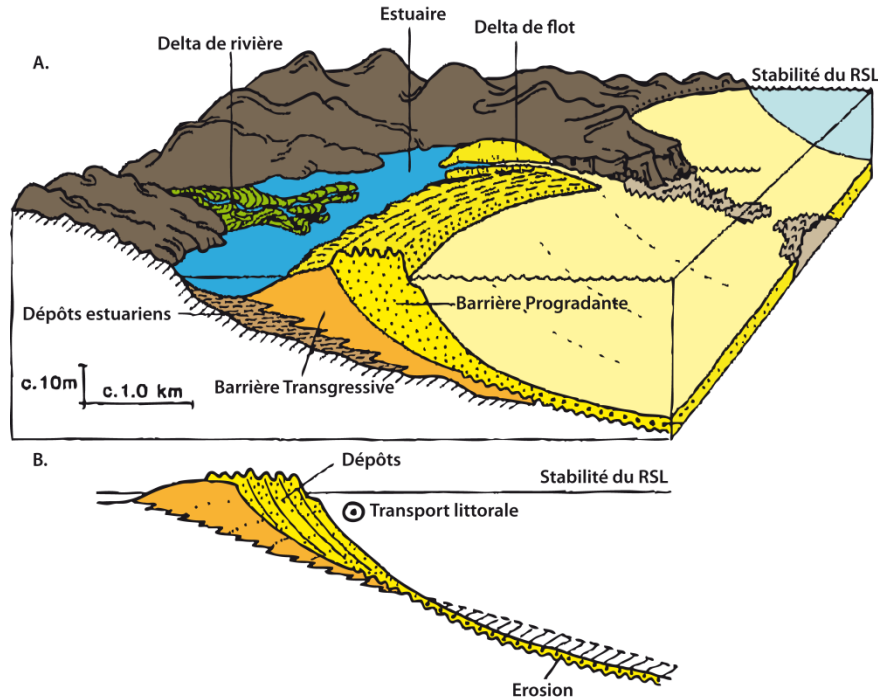


Figure I-10 : A. Schéma de l'évolution d'une barrière régressive dans un contexte de stabilité du niveau de la mer par accolement de sédiments en provenance de l'avant-côte (cet apport peut aussi provenir d'un transport longitudinal). B. Coupe 2D mettant en évidence l'avancée de la barrière vers la mer (modifié depuis Roy et al., 1994).

iv. Remarque sur les barrières composites

En fonction des différents paramètres qui influencent le développement des barrières littorales, le rapport entre l'accumulation sédimentaire et l'espace d'accommodation peut fluctuer au cours du temps, tout comme le schéma de propagation de la houle proche du littoral. Les systèmes littoraux s'ajustent et peuvent présenter des marques des différents modèles de développement présentés précédemment (ex : Fig. I-4), illustrant toute la complexité de les étudier. Ceci est parfaitement illustré sur la figure I-10 (ci-dessus) où des dépôts progradants (jaune) sont accolés à des dépôts d'une ancienne barrière transgressive (orange). Ainsi, ces systèmes sont qualifiés de **barrières composites, ou hybrides** ((Otvos, 2012) ; Tab. I-2), et définis comme étant le résultat de **différents modes de développement combinant des phases progradantes, aggradantes et/ou rétrogradantes** (Otvos, 1982). Ces barrières composites soulignent l'importance des études conjointes des parties terrestres et marines afin de comprendre la dynamique d'évolution entre la partie émergée et immergée de la barrière en fonction des différentes phases de sa construction.

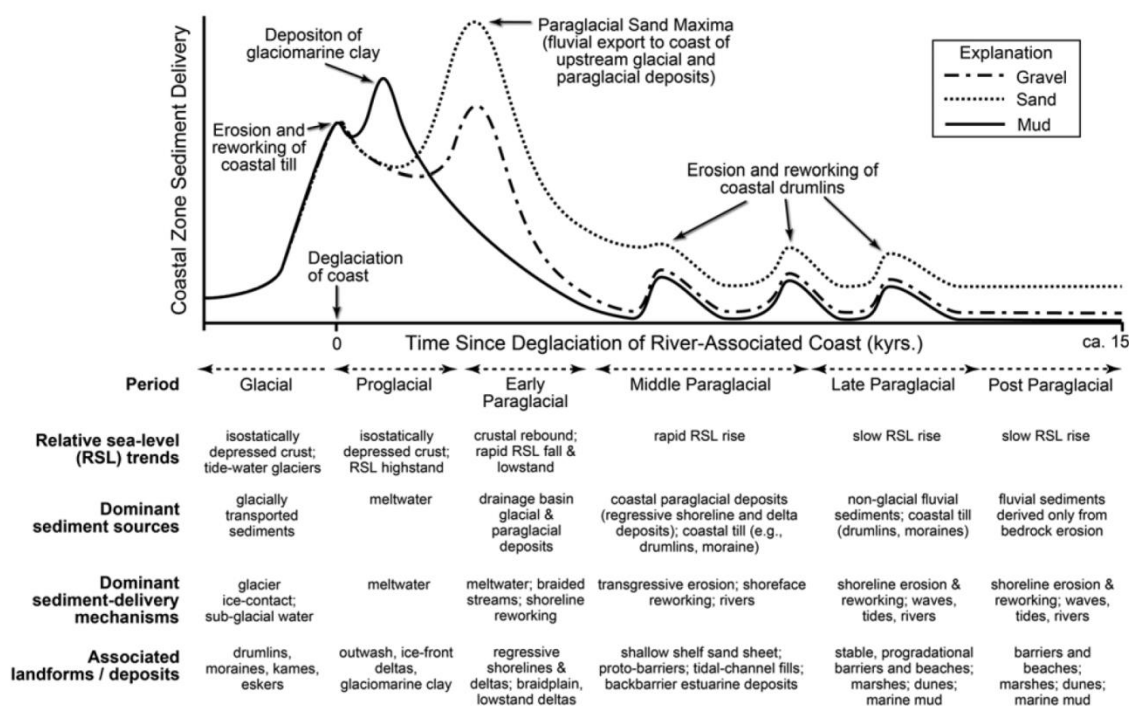
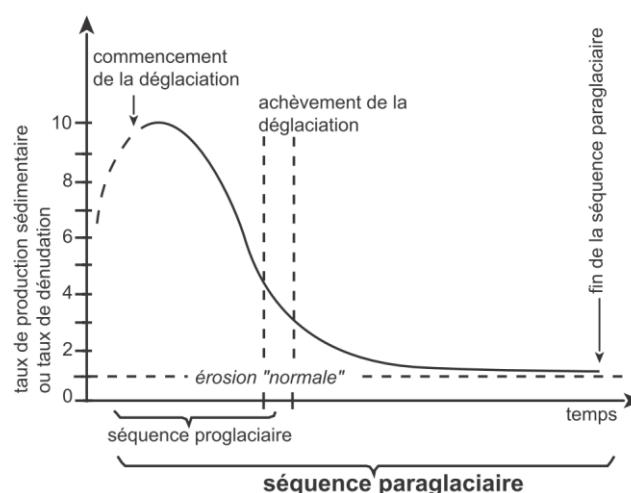
I-1.2. Spécificités des barrières paraglaciaires

I-1-2.a. Les systèmes paraglaciaires

i. Séquence et environnement paraglaciaires

Le terme paraglaciaire est appliqué aux dépôts liés à l'histoire glaciaire mais pouvant être engendrés par des processus non glaciaires (ex : *debris flow*) (Mercier, 2007). Par extension le terme désigne aussi toute la période de retrait glaciaire, pouvant connaître une extension temporelle au-delà de la phase restreinte de déglaciation (Church and Ryder, 1989). Le concept de 'paraglaciaire', tel qu'il a été décrit, permet d'insister sur le fait que ces périodes représentent des séquences de réajustements des environnements, d'un état d'englacement à leur forme actuelle. La séquence paraglaciaire (Fig. I-11) possède une durée de vie dépendante des stocks sédimentaires issus de la glaciation, de la vitesse d'action des processus à démanteler et remanier ces stocks et donc des paramètres climatiques (e.g., Church and Ryder, 1972; Ballantyne, 2002; Mercier, 2007).

Figure I-11 : Production sédimentaire en fonction du temps au cours d'une séquence paraglaciaire classique (à droite ➔; Mercier (2007)) et considérant la diversité des afflux sédimentaires (en bas ↓) qui peuvent alimenter au cours du temps les systèmes littoraux paraglaciaires, dans Hein et al. (2014) d'après les travaux de Church and Ryder (1972) et Ballantyne (2002).



Les zones paraglaciaires définissent des territoires qui ont été recouverts par les glaces ainsi que les zones périphériques affectées par les dynamiques proglaciaires (Forbes and Syvitski, 1994). Ces zones se localisent au niveau des hautes latitudes et représentent environ 40 % des terres émergées (soit ~30 % dans l'hémisphère nord et ~10 % dans l'hémisphère sud (Mercier, 2007)) comme le nord de l'Europe, de l'Asie et de l'Amérique du Nord (Canada, nord des États-Unis), ainsi que la Tasmanie et le sud de l'Amérique du Sud (Fig. I-12; Forbes and Syvitski, 1994; Forbes, 2005; Forbes, 2011).

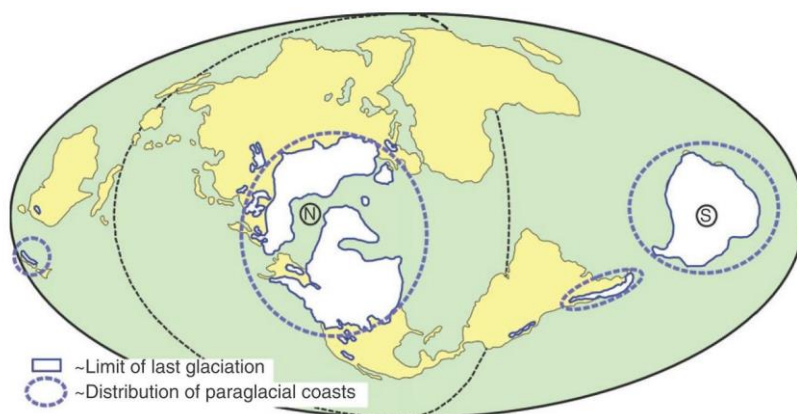


Figure I-12 : Extension de la calotte glaciaire lors du Dernier Maximum Glaciaire (Last Glacial Maximum, LGM) et distribution des zones paraglaciaires (d'après Forbes, 2005; dans Forbes, 2011).

Ces environnements et tout particulièrement les zones de sédimentation sur les littoraux et en mer ont été fortement influencés par les variations glacio-eustatiques, -isostatiques et hydro-isostatiques du niveau relatif de la mer et représentent des enregistrements des changements climatiques, qui peuvent être qualifiés de paraglaciaires (Mercier, 2007). Comme le souligne Mercier (2007), "le concept de paraglaciaire ouvre des perspectives et renouvelle les approches géomorphologiques classiques en mettant l'accent sur les stocks, les flux et les bilans sédimentaires".

ii. Relaxation des dépôts sédimentaires glaciaires et proglaciaires

Le retrait de la calotte laisse place à d'importants dépôts sédimentaires, tels que les moraines (terme géomorphologique ou till² pour leur définition sédimentologique), les drumlins³, les dépôts fluvio-glaciaires (eskers de forme serpentiforme) ou glacio-marins, présentant un large spectre de sédiments constitué d'un mélange de galets, graviers, sables, silts et argiles dans des proportions variables (Figs. I-13, I-14). Dans les systèmes paraglaciaires, la remobilisation de ces sédiments est initiée rapidement après leurs dépôts et contribue directement à alimenter les systèmes littoraux adjacents (Forbes and Syvitski, 1994). Le temps de relaxation (temps entre le moment du dépôt et la remobilisation) des sédiments est généralement long et peut varier entre plusieurs dizaines d'années

² Les tills sont des dépôts morainiques non-consolidés dépourvus de litage.

³ Les drumlins sont des reliefs glaciaires (moraines de fond) de forme allongée modelée par l'écoulement glaciaire.

à dizaines de milliers d'années ; typiquement pour les environnements côtiers, il varie entre plusieurs centaines à milliers d'années (Ballantyne, 2002; Forbes, 2005; Forbes, 2011). L'afflux de sédiment provenant de ces stocks est influencé à deux niveaux. Il est fonction (1) du délai entre la déglaciation (ou période de dépôts) et le moment où les dépôts sont exposés à des processus les érodant, que ce soit sur le bassin versant ou le long du littoral, mais il est également fonction (2) des processus induisant la remobilisation des sédiments le long du littoral ou en mer (Forbes, 2011; Hein et al., 2014). Plusieurs pics d'approvisionnement en sédiments au cours du temps peuvent être observés (Fig. I-11). Ces *pulses* témoignent de l'érosion de nouvelles sources glaciogéniques disponibles qui permet de relancer temporairement l'apport sédimentaire. En effet, la remobilisation des sédiments est contrôlée par l'évolution du niveau relatif de la mer (qui détermine la gamme de hauteur sur laquelle les vagues et les courants sont actifs), les paramètres hydrodynamiques (exposition aux vagues de tempête, à la marée), le type, l'abondance et la répartition spatiale des sédiments, mais également par la topographie et l'espace d'accommodation.

En fonction du type de source érodé, les plages et les barrières paraglaciaires peuvent présenter une diversité de composition sédimentaire. Par exemple, dans le Golfe du Saint-Laurent, bien que la majorité de ces systèmes paraglaciaires soient graveleux ou mixtes sables-galets (Fig. I-14), il existe des systèmes purement sableux (Nichol and Boyd, 1993; Forbes and Syvitski, 1994), qui sont directement en lien avec la nature locale des dépôts glaciaires (tills sableux) qui alimentent ces zones.

Figure I-13 : Distribution sédimentaire (diamètre des grains vs. fréquence cumulée) des dépôts glaciaires allant des dépôts de boues glacio-marines, de moraines et tills, aux dépôts fluvio-glaciaires (Forbes and Syvitski, 1994). ➔

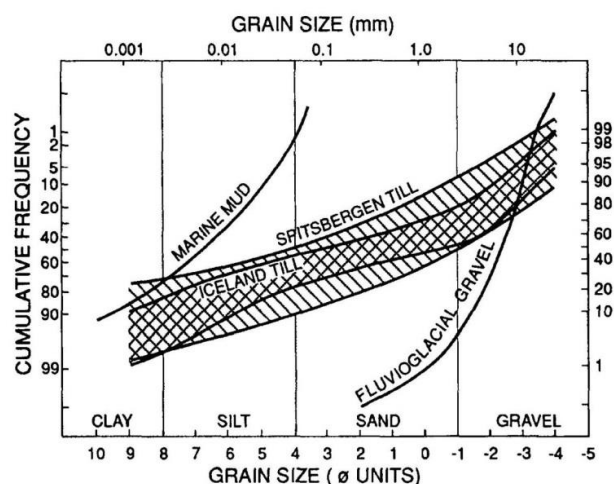


Figure I-14 : Photographies de dépôts glaciaires en érosion le long des côtes de Terre-Neuve et Nouvelle-Ecosse (falaises abrasives de tills et drumlins), servant de sources sédimentaires à large spectre granulométrique (allant du galet à l'argile) (Photographies extraites de Forbes, 2011).

I-1-2.b. Stratigraphie des dépôts contrôlés par les variations du RSL

L'histoire paraglacière de ces systèmes littoraux s'enregistre bien au-delà de l'Holocène terminal où une stabilisation ou un ralentissement de l'augmentation du RSL est observée. En effet, la présence puis le retrait de la calotte entraîne des fortes variations du niveau relatif de la mer, qui sont principalement liées à d'importants réajustements glacio-isostatiques de la lithosphère et aux variations eustatiques. L'évolution du RSL depuis la libération des glaces peut montrer des variations spatiales très importantes au sein d'une même région. Trois configurations de l'évolution du RSL (selon la nomenclature de [Quinlan and Beaumont \(1981\)](#) ; [Fig. I-15](#)) sont d'ailleurs identifiées sur les côtes paraglacières de l'est du Canada (e.g., [Forbes and Syvitski, 1994](#); [Shaw et al., 2002](#)) : la 1^{ère} se caractérise par une chute continue du RSL (type A : nord-est du Canada, courbes 1, 2 et 3) liée à un rebond massif que l'eustatisme ne compense pas ; la 2^{de} par une chute puis une remontée du RSL (type B : sud-est du Canada, courbes 4, 5 et 6, le nord-est des États-Unis (ex : Maine, Massachusetts)) pointant la dualité entre rebond et eustatisme; et la 3^{ème} par une augmentation continue du RSL (type C : Sable Island à la limite du talus continental, courbe 7) lié principalement à la composante eustatique et à la subsidence postglaciaire des zones proche de l'extension maximale de l'ancienne calotte ([Clark et al., 1978](#)).

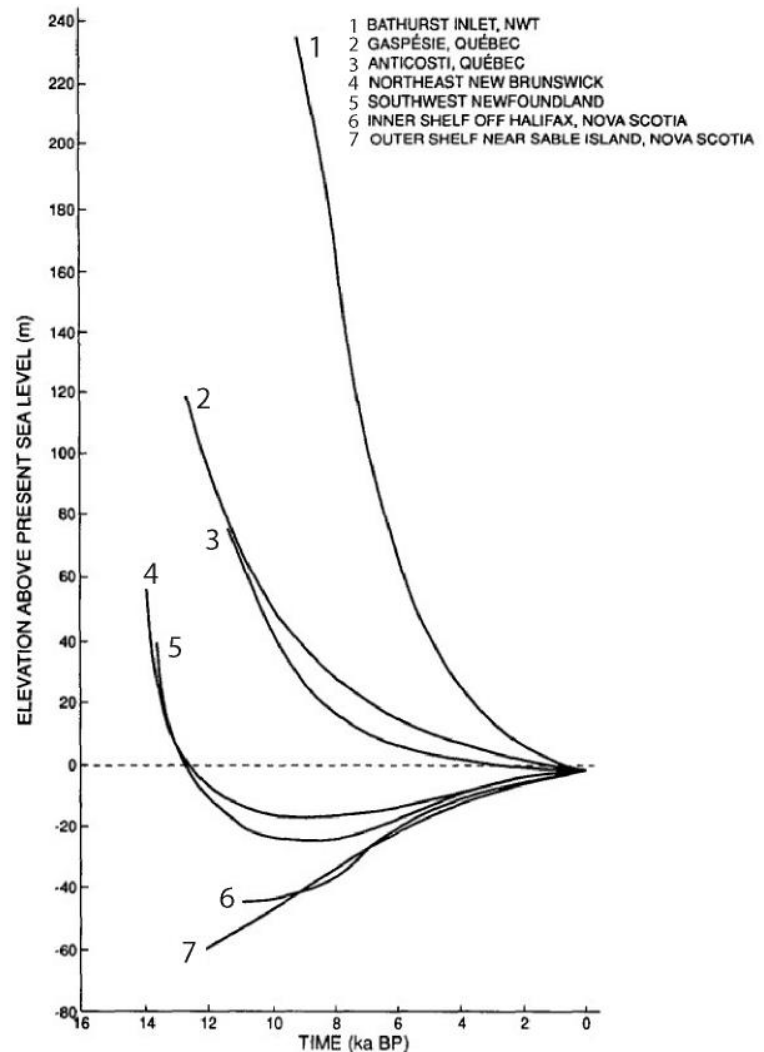


Figure I-15 : Tendances de l'évolution du niveau relatif de la mer (RSL) suite au retrait de la calotte glaciaire dans des environnements paraglaciers : exemples de courbes à l'Est du Canada depuis les derniers 14 000 ans (d'après [Grant, 1989](#); [Scott et al., 1989](#); [Dyke et al., 1991](#); [Forbes et al., 1991](#); in [Forbes and Syvitski, 1994](#)). ➔

i. Séquences de dépôts (déglaciation – FSST – LST – TST) observées dans le Golfe du Saint-Laurent

La stratigraphie des dépôts est extrêmement liée à l'histoire glaciaire et post-glaciaire ainsi qu'aux variations du RSL depuis la libération des glaces. Les systèmes littoraux paraglaciers peuvent enregistrer des séquences de chute du niveau marin (FSST : *falling stage system tract*), de bas niveau (LST : *lowstand system tract*), d'augmentation (TST : *transgressif system tract*) ou de haut niveau marin (HST : *high system tract*). Les dépôts sédimentaires présents au sud du Golfe du Saint-Laurent ont été mis en place dans des conditions de variation du RSL de type B (Fig. I-15), c'est-à-dire présentant une chute puis une augmentation du RSL, et peuvent enregistrer l'ensemble de ces séquences. Ainsi, ces zones comprenant un enregistrement sédimentaire des variations du RSL le plus large seront prises comme exemples par la suite (Fig. I-16).

Le long des côtes du sud-ouest de Terre-Neuve, six unités sédimentaires recouvrant le substratum rocheux irrégulier sont identifiées (Fig. I-16A). Tout d'abord (1) des dépôts glaciaires liés au contact de la calotte, non stratifiés et identifiés comme des tills, ou (2) des dépôts glacio-fluviaux dus à la fonte (en faible proportion) sont reconnus. Ces unités sont recouvertes de boues glacio-marines comprenant une grande proportion de silt (3). Ces boues (Fig. I-16A) sont caractérisées par des réflexions parallèles, drapant les unités précédentes de plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur (20-45 m ; Forbes et al. (1993)) et se sont probablement déposées lors de la période proglaciaire ou tôt dans la séquence paraglacière (Syvitski, 1989). Les dépôts postglaciaires mis en place par la suite, comprennent des boues (4) et surtout des dépôts deltaïques ((5) ; Fig. I-16A) de sables et de galets progradants vers le large lors de la chute du RSL (FSST). Ces dépôts deltaïques sont caractérisés par des réflexions ayant des pendages de l'ordre de 12° (voir plus), un toit subhorizontal qui peut être localement chenalisé et qui représente la signature du bas niveau marin (LST ; à -25 m pour les exemples ci-dessous sur la Fig. I-16A (e.g., Forbes et al., 1993; Bell et al., 2003)). Les séquences de dépôts au sud de Terre-Neuve ne sont pas toutes marquées par des apports aussi massifs en sédiment que l'exemple que montre Forbes et al. (1993). En effet l'épaisseur ou la présence des dépôts glacio-marins ou des deltas de bas niveau (Fig. I-16A) est assez variable spatialement. Ces dépôts liés à la chute et au bas niveau marin sont recouverts par des dépôts d'avant-côte transgressifs ((6) TST ; Fig. I-16A) de sables et/ou de galets, liés à l'augmentation rapide du niveau relatif de la mer.

Les auteurs qui ont montré les exemples des successions de séquences de dépôts depuis la déglaciation jusqu'au TST, ont concentré leurs efforts principalement au niveau du plateau continental et n'ont pas relié ces dépôts aux dépôts littoraux (comme l'image les deux exemples de la figure I-16A). Au nord de Terre-Neuve (Fig. I-16B), des études synthétiques ont fait des premiers

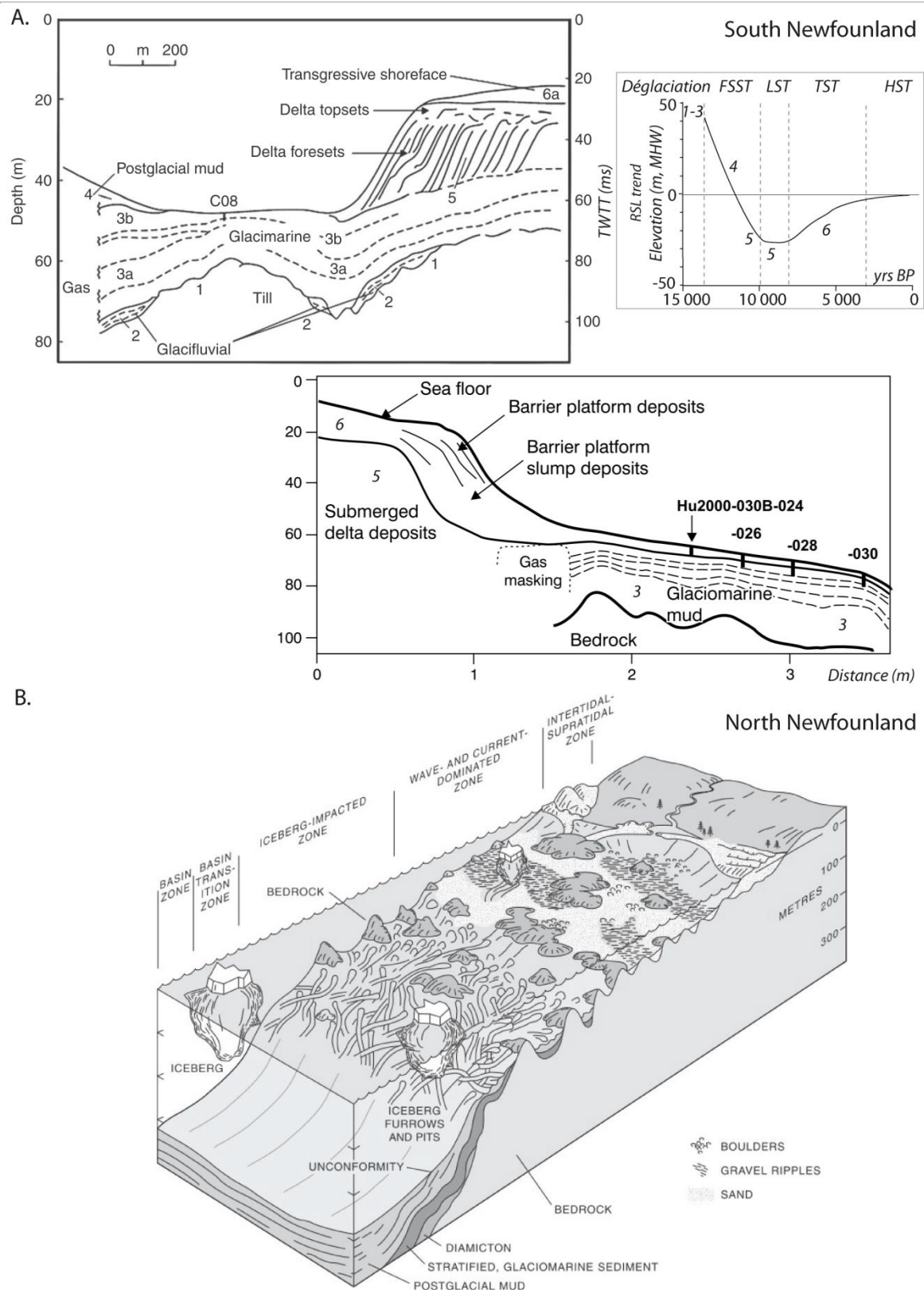


Figure I-16 : A. Séquences de dépôts enregistrés sur la façade sud-ouest de Terre-Neuve. À gauche, succession de dépôts de (1) tills, (2) glacio-fluviatiles, (3) glacio-marins (avant que le système ne soit perché), (4) 'boue' postglaciaires, (5) dépôts deltaïques de sables et de galets progradants vers le large lors de la chute du RSL et (6) de dépôts transgressifs de sables et de galets (Forbes et al., 1993). À droite, succession de dépôts recouvrant le substratum rocheux irrégulier (bedrock), comprenant des dépôts glacio-marins, deltaïques (topset à -25 m) et des dépôts sableux formant la plateforme d'une barrière littorale actuelle (Bell et al., 2003). B. Modèle conceptuel des dépôts et environnements présent le long des côtes paraglaciers dominés par l'action des vagues (Shaw et al., 1999), représentatif des dépôts au nord de Terre-Neuve.

liens entre ces dépôts de plateformes et littoraux, et mettent en évidence des dépôts côtiers grossiers (sable et galets) recouvrant souvent directement le substrat rocheux.

ii. HST : formation des barrières paraglaciaires

Les littoraux paraglaciaires (Figs. I-3, I-16B, I-17) se sont développés au cours de la phase terminale de la para-séquence paraglaciale, lors de la période de haut niveau marin (HST). Ces littoraux sont dominés par la présence de caps, de baies et de plages de poches (FitzGerald and Heteren, 1999; Shaw et al., 1999). À de hautes latitudes ($> 45^{\circ}\text{N}$), les barrières littorales sont souvent isolées et sont composées principalement de sables grossiers à galets (e.g., Hayes, 1979; FitzGerald and Heteren, 1999). Par contraste, à des latitudes plus modérées, entre $40\text{-}45^{\circ}\text{N}$, les côtes paraglaciaires présentent de nombreuses barrières, aussi bien des îles barrières, des barrières rattachées à la côte que des flèches (dans Hein et al., 2012). Le Golfe du Saint-Laurent est un exemple à l'échelle régionale de côtes paraglaciaires composées de nombreuses barrières arborant des morphologies variées (Forbes et al. (1990); Forbes (2011) ; Fig. I-3). Les auteurs qui s'intéressent à ces barrières paraglaciaires se concentrent généralement sur l'étude géomorphologique de la barrière, et eux non-plus ne se sont pas préoccupés à connecter ces dépôts de littoraux émergés avec les dépôts frontaux en mer.

De nombreuses barrières paraglaciaires s'initient comme des flèches (Figs. I-2, I-17) (Boyd et al., 1987; FitzGerald and Heteren, 1999) et se développent selon des cycles de 'formation – destruction – reformation'. Ces grandes étapes sont identifiées au sein de ces cycles, et définies par (i) le remaniement des dépôts glaciogéniques permettant l'édification de barrières progradantes, (ii) la diminution de l'apport en sédiments induisant un retrait de la barrière, des dépôts de *washover*, de dunes et la création d'embouchure(s), qui conduisent progressivement (iii) à la détérioration puis la destruction totale de la barrière originale. Une nouvelle barrière s'initie (i) avec cette nouvelle source sédimentaire provenant du démantèlement de la précédente barrière. Au vu des différents comportements observés, Forbes et al. (1990) proposent un modèle d'évolution géomorphologique de ces barrières, complété par la suite par Orford et al. (1991) et Forbes et al. (1995). Ils distinguent deux grands types de barrières (Fig. I-17) se développant soit 1) parallèlement aux crêtes de houle (*swash-aligned* : S) soit 2) dans le sens de la dérive littorale (*drift-aligned* : D), et qui peuvent évoluer de manière cyclique, allant d'un stade initial (D0 et S0), se développant (D1, S1-S2 : *establishment*) puis se détériorant (D2, S3 : *breakdown* et D3-S4 : *stranding*) en fonction des apports sédimentaires et des variations du RSL (Orford et al., 2002).

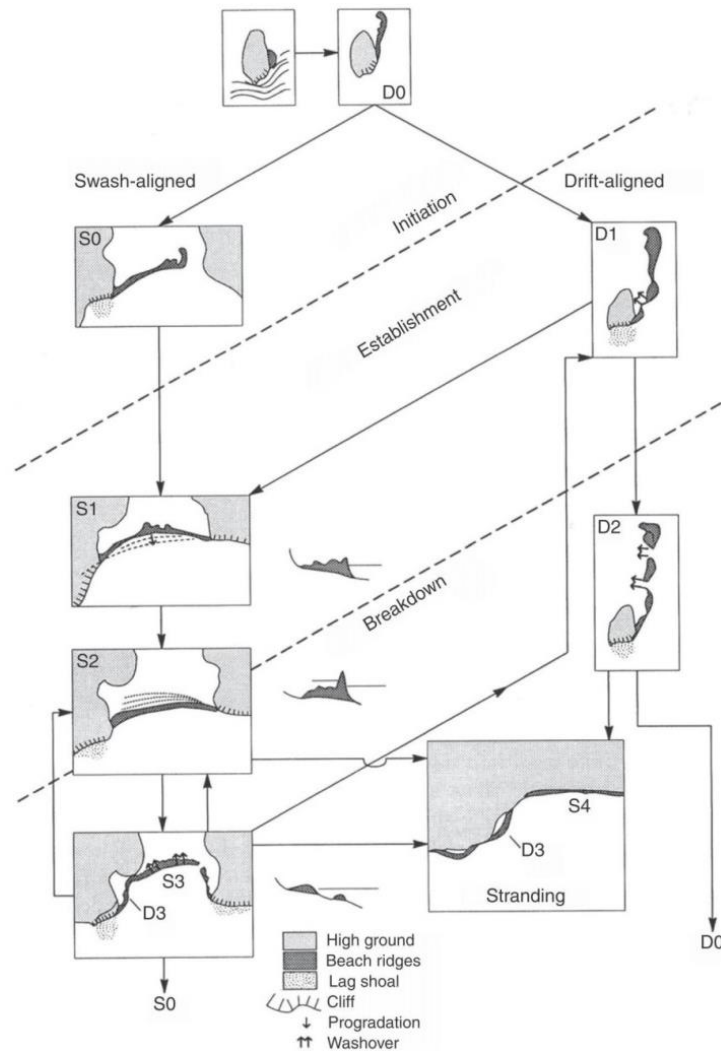


Figure I-17 : Modèle d'évolution des barrières paraglaciers (initiation (D0 et S0), développement (D1, S1-S2), détérioration (D2, S3) et stade final (D3-S4)) se développant parallèlement (S : swash-aligned) ou dans le sens de la dérive (D : drift-aligned) (d'après Forbes et al. (1995) dans Forbes (2011)).

SYNTHÈSE SUR LES BARRIÈRES LITTORALES

Les barrières littorales sont des systèmes dynamiques présentant une grande diversité morphologique (Fig. I-2). Leur initiation et leur évolution sont conditionnées par le ratio entre la capacité de sédimentation (dépôts) et l'espace d'accommodation, qui sont étroitement liées aux variations des paramètres globaux (variations du niveau relatif de la mer ou du climat) et locaux (substratum ou topographie héritée, conditions de la houle et de la marée, fluctuation des apports sédimentaires) au cours du temps. Afin de retracer ou d'anticiper l'évolution des barrières, **il est primordial de prendre en compte les variations de l'espace d'accommodation et du budget**

sédimentaire. Ainsi, trois grands modèles stratigraphiques des barrières sont définis dans la littérature (Fig. I-7) considérant des systèmes progradants (barrières régressives), rétrogradants (barrières transgressives) et stationnaires (barrières aggradantes).

Ces systèmes littoraux s'ajustent en fonction de l'état d'équilibre du système et peuvent s'avérer complexes donnant des barrières composites, constituées d'un emboîtement de plusieurs morphologies ou séquences stratigraphiques. L'évolution des parties émergées et des parties immergées des barrières littorales sont étroitement liées et interdépendantes entre-elles. Il est donc **essentiel de développer des études combinées afin de considérer les deux domaines conjointement et d'avoir une vision complète de la barrière.** Cette vision complète est **d'autant plus importante pour des systèmes de barrières composites dont l'emboîtement des morphologies et la succession de dépôts sédimentaires reflètent une histoire complexe de sa formation.**

Les barrières littorales se développant le long de côtes paraglaciaires sont souvent décrites comme étant initiées par un système de flèches sédimentaires, dont l'ensemble se développe par la suite soit perpendiculairement aux lignes de crêtes de la houle (*swash-aligned*) soit dans le sens de la dérive littorale (*drift-aligned* ; Fig. I-17). **Les barrières paraglaciaires sont particulièrement reconnaissables,** par rapport aux barrières évoluant dans d'autre type d'environnement, **par le type et les sources de sédiments permettant leurs édifications.** En effet, elles sont alimentées par le démantèlement des dépôts glaciogéniques proximaux, et l'afflux de sédiments est conditionné par les processus hydrodynamiques (globaux : RSL, climat ou locaux : houle) induisant leur érosion puis la remobilisation des sédiments en dépôts littoraux. Ces sources sédimentaires peuvent fournir d'importantes quantités de sédiments qui vont permettre l'édification des systèmes littoraux le long des côtes paraglaciaires.

Les études décrivant les para-séquences paraglaciaires se concentrent principalement sur les dépôts du plateau continental, couvrant la phase de déglaciation, de chute et de bas niveau marin jusqu'à la période de rapide transgression marine. Ces dépôts ne sont pas ou très peu connectés aux dépôts littoraux marquant le haut niveau marin, et la dernière phase connue de la période paraglaciale. **Ceci pointe un manque de liens entre les études, et de synthèses (graphiques) illustrant l'ensemble des dépôts paraglaciaires.**

I-2. Les systèmes de *beach ridges*

I-2.1. Définition et caractérisation des *beach ridges*

I-2-1.a. Définition

Un **beach ridge** caractérise une accumulation sédimentaire (*ridge*), parallèle ou subparallèle à la côte (Stapor, 1975), qui marque la position de la ligne de rivage (*beach*) à un moment donné (Fig. I-18). Un système de *beach ridge* se développe sur les côtes progradantes et les *ridges* sont séparés les uns des autres par une dépression (*swale* ; Fig. I-18) plus ou moins marquée. Ils peuvent être composés de sables fins à grossiers, de galets ou d'un mélange des deux. Leur formation est fonction des conditions climatiques (le vent, les tempêtes, etc.), marines (marée, houles) et des apports sédimentaires. Les apports sédimentaires jouent un rôle primordial sur la formation des *beach ridges*, que ce soit en termes de quantité ou de type de sédiments délivrés sur la côte et l'avant côte. Une succession de *beach ridges* s'avère donc être un indicateur de la position et de la forme du rivage au cours du temps mais également un indicateur des processus côtiers agissant sur l'environnement au moment de leurs constructions.

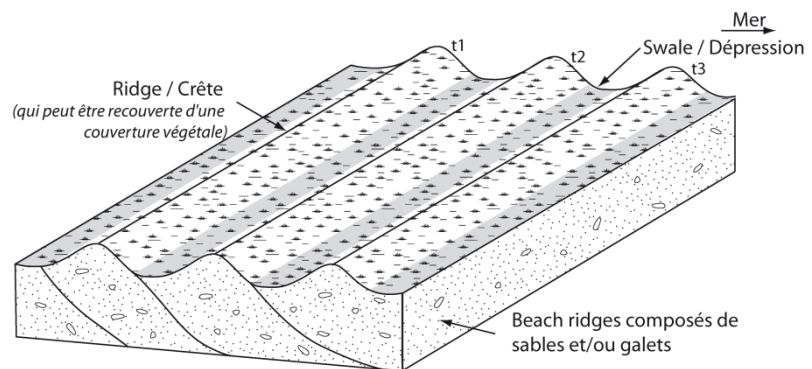


Figure I-18 : Schéma d'une section de trois *beach ridges* successifs marquant la position du rivage au cours du temps (t_{1-3}).

Le terme *beach ridges* fut pour la première fois mentionné au milieu du 19^{ème} siècle par Redman (1852; 1864). Johnson (1919) a utilisé ce terme pour décrire des constructions liées à la houle (*wave-built features*) et il fut par la suite fréquemment employé dans la littérature côtière. Il pouvait décrire des systèmes très différents les uns des autres : actifs ou fossiles, en zone supratidale et/ou intertidale, majoritairement construits par l'action de la houle et pouvant être partiellement submergés, mais également comprenant des systèmes éoliens. Cette disparité dans son emploi a conduit Otvos (2000) à le redéfinir : "*Beach ridges are relict, semiparallel, multiple ridges, either of wave (berm ridges) or wind (multiple backshore foredune) origin. They may consist of either siliclastic or calcareous clastic matter of a wide range of clasts dimensions from fine sand to cobbles and boulders. They usually form strandplains. Active beach/shore ridges features, regardless of dimensions, shapes and origines are excluded*". Cette définition, qui restreint le terme

aux formes fossiles en délaissant les parties actives de la plage, telle que la berme, est actuellement admise et la plus utilisée dans la communauté scientifique internationale (e.g. Brooke et al., 2008; Clemmensen and Nielsen, 2010; Tamura, 2012). Cette définition sera également utilisée pour ces travaux. Le terme *beach ridge* n'a pas d'équivalent direct en français et sa traduction littérale serait 'crête de plage' ; toutefois cette expression n'est pas utilisée par la communauté scientifique. Une autre traduction pourrait être 'cordon littoral', cependant ce terme définit aussi bien des systèmes fossiles qu'actifs, et pour une meilleure précision, il faudrait utiliser le terme 'cordon littoral fossile emboîté'. Ces différents points nous ont donc conduit à conserver le terme anglais *beach ridge* dans ces travaux.

I-2-1.b. Répartition géographique

Les systèmes de *beach ridges* ont été répertoriés sur les côtes du monde entier et sont présents sur tous les continents (Scheffers et al., 2012; Fig. I-19), aussi bien à de hautes qu'à de basses latitudes comme en Afrique (e.g. Anthony, 1995), Asie (e.g. Tamura et al., 2008), Australie (e.g. Brooke et al., 2008; Nott et al., 2009; Forsyth et al., 2010), Amérique latine (e.g. Curray et al., 1969; Isla and Bujalesky, 2000; Hesp et al., 2005), au Canada (e.g. Larsen, 1994; Fraser et al., 2005), aux États-Unis (e.g. Argyilan et al., 2005; Mallinson et al., 2011), en Europe du nord (e.g. Orford et al., 2003; Sanjaume and Tolgensbakk, 2009; Clemmensen and Nielsen, 2010), dans le Golfe du Mexique (e.g. López and Rink, 2007; Rink and López, 2010) et en Méditerranée (e.g., Goy et al., 2003) (Fig. I-19). Cette grande répartition géographique entraîne également des diversités sur le mode de construction (§ I-2-2), la forme et la dimension de ces systèmes.

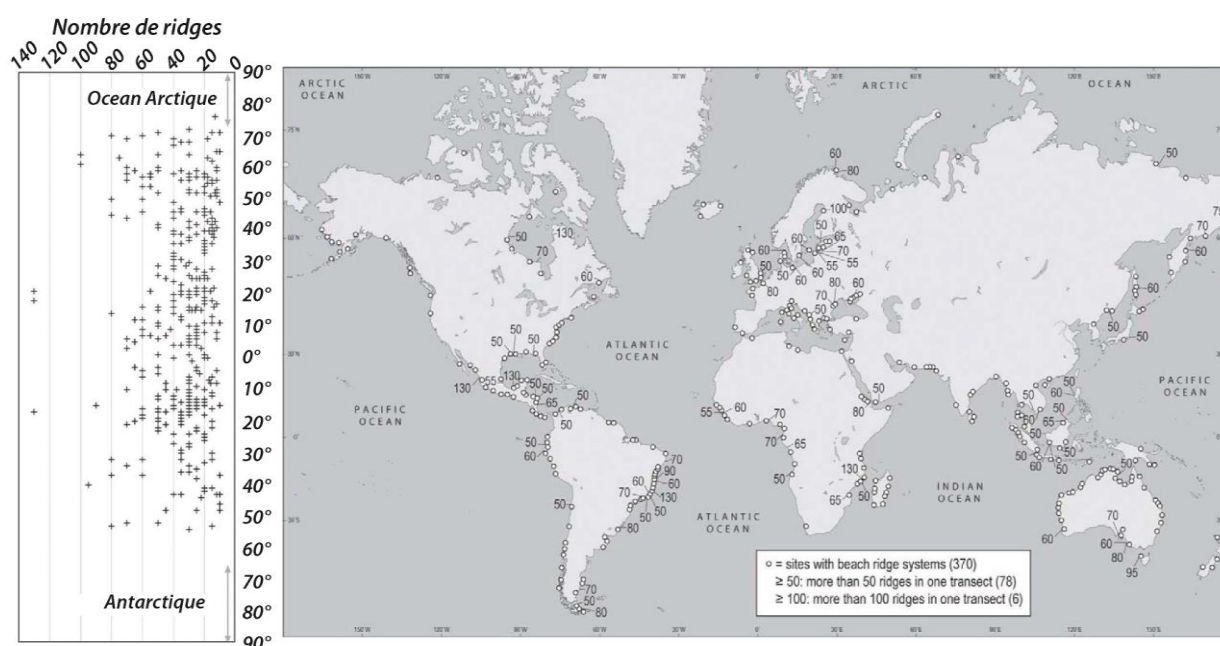


Figure I-19 : Distribution mondiale des systèmes de beach ridges ainsi que la relation entre le nombre de ridges dans chaque plaine par rapport à sa latitude (Figs. 1 et 2 dans Scheffers et al., 2012).

I-2-1.c. Diversité morphologique

Leur forme (linéaire, concave ou convexe) est le résultat de la réfraction et diffraction des vagues liées à une bathymétrie qui peut être complexe ou constituée d'obstacles (îlots, récifs, pointements rocheux, etc. ; Fig. I-4), de la géométrie du littoral et du transport sédimentaire. En effet, la réfraction des vagues sur des structures bathymétriques tels que des îlots ou des récifs est la principale raison de la forme concave ou convexe (Taylor and Stone, 1996) de nombreux systèmes tels que ceux présents près du lac Michigan aux États-Unis (Thompson and Baedke, 1995; Argyilan et al., 2005), dans la baie de Iluka-Woody (Fig. I-20B) en Australie (Goodwin et al., 2006) ou encore en Norvège (Sanjaume and Tolgensbakk, 2009). La configuration des systèmes de *beach ridges*, le plus souvent accolés à la terre ou bordés par une lagune, en font des systèmes progradant le long d'une côte ouverte dans une direction principale. Seuls quelques systèmes possédant deux façades maritimes, comme la plaine de *beach ridges* de Miquelon-Langlade (Robin, 2007; Robin et al., 2013), celle de l'île d'Anholt au Danemark (Clemmensen and Nielsen, 2010) ou bien des tombolos, peuvent développer des systèmes de *beach ridges* progradants et évoluant indépendamment sur deux façades opposées.

Ces systèmes peuvent être composés d'un ou de plusieurs sets de *beach ridges* parallèles ou subparallèles comprenant entre 5 et 25 entités, selon Tanner (1995) basant son étude sur 50 systèmes de *beach ridges* sur les continents américain et européen. Chaque set symbolise des variations dans les conditions de formation, principalement sous l'effet de changements du régime de houle à la côte ou du rapport entre la sédimentation et l'espace d'accommodation, et se distingue

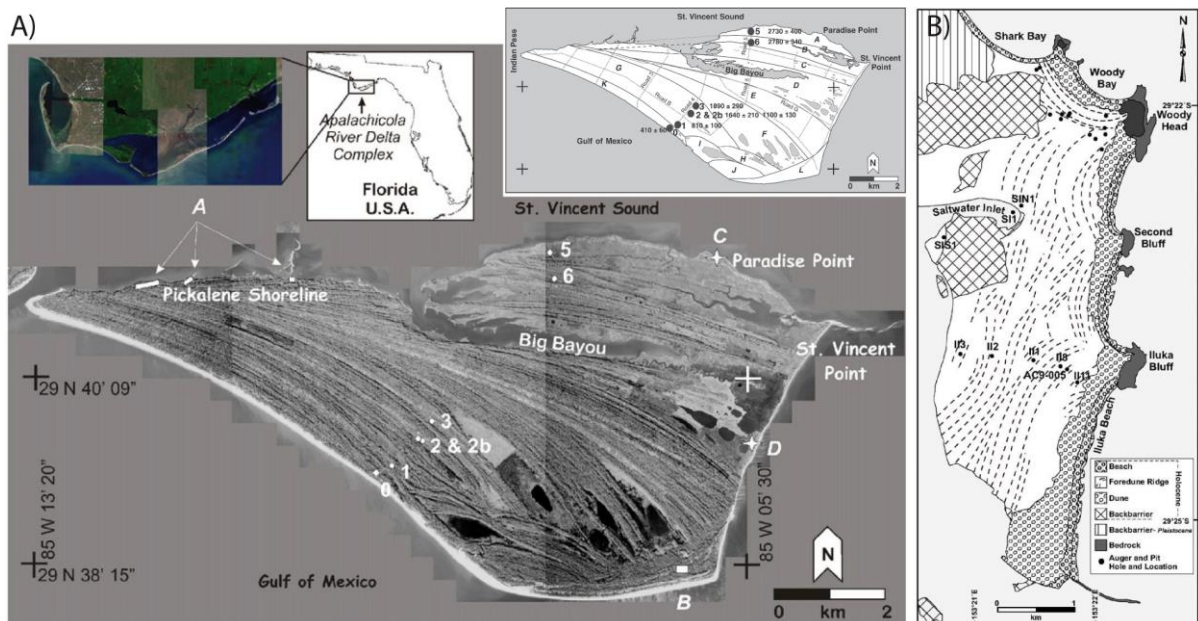


Figure I-20 : Exemple de systèmes de beach ridges A) sur l'île de Saint Vincent (NW Floride, USA) regroupant 12 (A-L) sets de beach ridges (López and Rink, 2007; Rink and López, 2010); et B) dans la Baie de Iluka-Woody (Australie) dont la forme concave est héritée de la présence de récifs à proximité du littoral (Goodwin et al., 2006).

par exemple par des changements de dimension, d'élévation mais le plus souvent par la réorientation des *ridges*. Les systèmes de *beach ridges* sont également très variables en termes de surface et peuvent s'étendre sur plusieurs kilomètres ou dizaines de kilomètres de linéaire côtier et de largeur. Par exemple, les sites de Guichen Bay (SE de l'Australie) ou de l'île Saint-Vincent (NW Floride, Etats-Unis ; Fig. I-20A) sont tous les deux composés d'une succession de plus de 100 *beach ridges* se distinguant respectivement en 6 sets de *ridges* s'étalant sur 4 km de large (Bristow and Pucillo, 2006) et en 12 sets de *ridges* (A-L ; Fig. I-20A) s'étalant sur plus de 6 km (López and Rink, 2007; Rink and López, 2010). En fonction de leur dimension et de leurs facteurs de construction, un *ridge* peut se former au cours d'un évènement ponctuel (une tempête), en quelques années (inférieur à 5 ans) ou sur des périodes beaucoup plus longues pouvant dépasser le siècle (e.g. King, 1972; Chappell and Grindrod, 1984; Thompson, 1992; Tanner, 1995; Thompson and Baedke, 1995). Dans sa revue sur les *beach ridges*, Otvos (2000) estime une moyenne allant de 30 à 150 ans par *ridges*.

I-2.2. Les différents modes de construction des *beach ridges*

La diversité des modes de construction des *beach ridges* alimente les débats dans la communauté scientifique depuis les travaux de Johnson (1919) en passant par e.g. Carter (1986), Tanner (1995; 1996), Curray (1996), Taylor and Stone (1996), Otvos (2000) ou encore Tamura (2012). Les auteurs abordent aussi bien (1) la formation du *ridge* ou le contraste entre la crête et le creux, (2) l'accumulation de sédiments sur la plage qui entraîne une progradation du rivage, et (3) l'architecture interne du *beach ridge*. Les principaux modes de construction (Fig. I-21) proposés dans la littérature comprennent l'accumulation de galets sur les plages par les vagues de tempête, la progradation de plages sableuses liée à la construction d'un talus ou d'une berme induite par la houle locale en période de beau temps (*fairweather waves*), la migration et l'accolement de barres d'avant côte ou l'oscillation de la position de la zone de déferlement et du jet de rive à court terme (quelques années) (Fig. I-22, et détaillé ci-dessous). L'analyse des faciès sédimentaires de ces

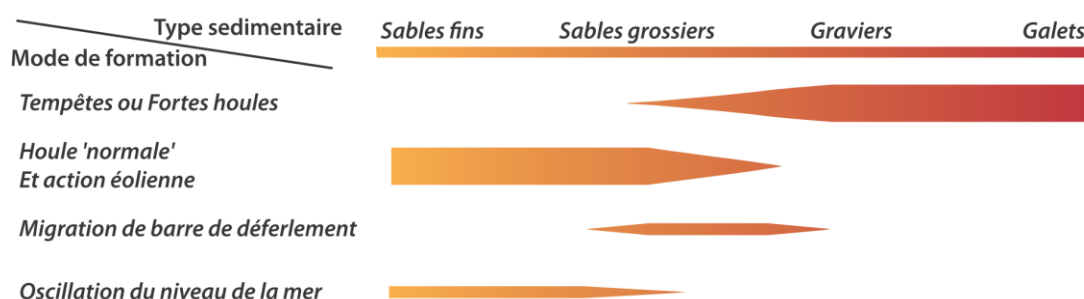


Figure I-21 : Répartition schématique du mode de formation des *beach ridges* en fonction de leur type sédimentaire (sables fin à galets, l'épaisseur du figuré représente la probabilité plus ou moins importante des modes responsable de la formation des *beach ridges*).

systèmes révèle que tous types sédimentaires confondus, les *beach ridges* sont principalement le résultat de la houle (de fortes énergies ou de beau temps ; Fig. I-21) et des apports sédimentaires sur le littoral, et peuvent être superposés par des faciès influencés par des processus éoliens (Figs. I-22, I-23). Les modes de construction résultant de la migration de barres de déferlement et de faibles oscillations du RSL sont moins documentés ou répertoriés et sont souvent critiqués par les auteurs eux-mêmes. L'architecture interne des *beach ridges* reliée à chaque type de formation apparaît sous documentée et souvent très schématique (Fig. I-23).

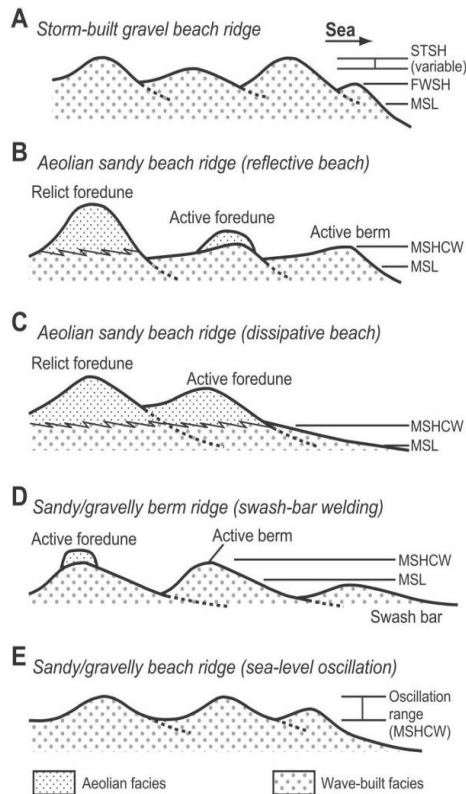


Figure I-22 : Schémas des différents modes de construction proposés pour la formation de beach ridges (Fig.2 dans Tamura, 2012). (MSL: mean sea level; FWSH: fairweather swash height; STSH: storm wave swash height; MSHCW: maximum swash height of constructive wave).

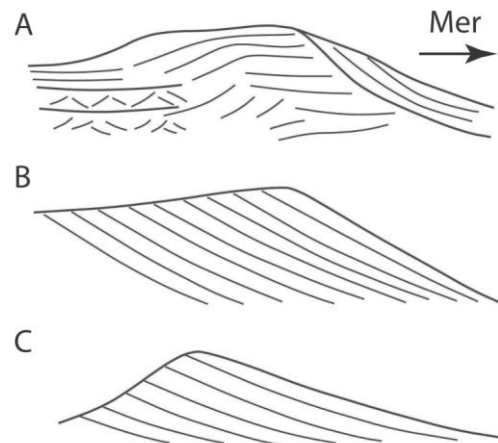


Figure I-23 : Schémas de différentes structures sédimentaires internes des beach ridges décrites par A) & B) Carter (1986), et C) Tanner and Stapor (1971) (Fig.3 dans Tamura, 2012).

I-2-2.a. Les beach ridges construits par les tempêtes et les fortes houles

Les événements climatiques de forte énergie associés à des vagues de tempête peuvent transporter des galets et former un *ridge*. Ces événements sont considérés comme étant le mécanisme principal pour la construction de *ridges* de galets (graviers-galets ; Fig. I-21), dont la hauteur des dépôts sera directement en lien avec l'intensité de la tempête (*storm-built gravel beach ridges* ; Fig. I-22A) (e.g. Taylor and Stone, 1996; Plater et al., 2009; Tamura, 2012). De par la structure poreuse des plages à galets, l'évacuation de l'eau dans le massif est favorisée, limitant les effets de la

nappe de retour (*backwash*) sur le transport de galets vers le large (Carter, 1988). Les galets déposés en haut de jet de rive favorisent ainsi l'édification d'un nouveau cordon. Ces *beach ridges* sont souvent rapportés comme étant imposants, pouvant atteindre des hauteurs de plusieurs mètres (5 à 10 m) au-dessus du niveau moyen de la mer (e.g. Clapperton, 1990; Tanner, 1995; Otvos, 2000) et se localisent principalement sur des rivages glaciaires ou rocheux en érosion, proches des sources sédimentaires (Forbes et al., 1989; in Otvos, 2000).

Il est admis que les vagues de tempête forment des *beach ridges* de galets alors qu'elles sont moins susceptibles de former des *beach ridges* sableux (Taylor and Stone, 1996). En effet, le sédiment sableux de la plage entraîne une saturation du massif plus rapide, accentuant le transport de sédiments vers le large par l'effet du jet de rive (Komar, 1998). Cependant de nombreux exemples sur la côte nord-est australienne (e.g. Hayne and Chappell, 2001; Nott et al., 2009; Nott, 2014) montrent la formation de systèmes de *beach ridges* composés de sable grossier, induit par une activité cyclonique récurrente. Nott et al. (2009) ont par exemple mis en évidence 6 000 ans d'enregistrement d'activité cyclonique dans ce type d'environnement.

I-2-2.b. Les beach ridges sableux construits lors de conditions de houle normale et par l'action éolienne

Les *beach ridges* sableux, (*Aeolian sandy beach ridges*, Fig. I-22B & C) présents sur les plages réfléchives⁴ ou dissipatives⁵, sont communément admis comme étant des systèmes se formant lors de conditions de houle moyenne ou de conditions dites de 'beau temps' (*Fairweather waves*) (Tamura, 2012). Ces *beach ridges* se forment dans un premier temps grâce à la progradation des faciès de plages sableux induits par la houle (bermes ou dépôts de *swash* ; Fig. I-22B & C (Taylor and Stone, 1996) ; Figs. I-23B,C, I-24 (Otvos, 2000)). L'action éolienne est importante pour ce type de *beach ridges* et permet dans un deuxième temps leur aggradation par l'accumulation de sables éoliens par la suite végétalisés (Fig. I-24).

Le rôle important des berms, comme zone embryonnaire des *beach ridges* (Fig. I-22B), et de la végétation qui les recouvre ont été mis en évidence par Davies (1957) et débattus par plusieurs auteurs au cours des années 60 (e.g. Bird, 1960; Thom, 1964; Hails, 1969; in Taylor and Stone, 1996). Malgré les différences d'opinion, les auteurs s'accordent sur le fait que la progradation des *beach ridges* sableux se déroule lors de conditions moyennes de houle (Fig. I-21) et que l'importance du

⁴ Les plages réfléchives sont caractérisées par une pente d'avant plage forte limitant l'atténuation de l'énergie des vagues et qui peut avoir tendance à la réfléchir en haut de plage. Elles sont généralement constituées de berms bien développées.

⁵ Les plages dissipatives ont une pente faible permettant ainsi le déferlement des vagues sur une plus grande distance. Elles sont généralement constituées de multiples barres linéaires sur lesquelles les vagues se brisent en atténuant efficacement leur énergie.

contraste entre les crêtes et les dépressions est principalement accentuée par l'accumulation de sables éoliens (Tamura, 2012). Otvos (2000) souligne que même sans l'accumulation de sables éoliens, ces systèmes peuvent être bien visibles (par exemple dans les zones tropicales où les vents sont faibles) mais que le contraste entre les crêtes et les dépressions sera moins prononcé.

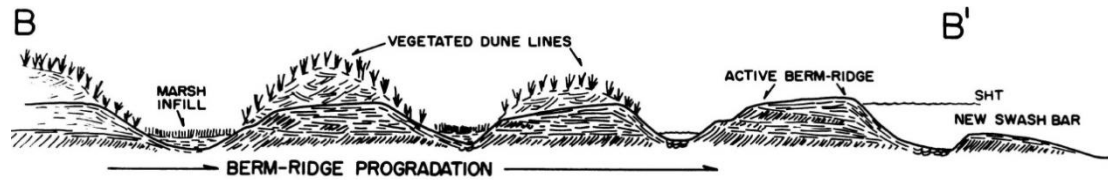


Figure I-24 : Schéma des dépôts d'un système de beach ridges progradant initié par des bermes (berm-ridges) (Fig.2b, Nauset barrier spit, MA, USA, in Otvos, 2000).

I-2-2.c. Les beach ridges construits par la migration de barres d'avant-côte

La migration de barres sédimentaires d'avant-côte (Fig. I-22D) est également suggérée comme un mécanisme de formation pour des systèmes de beach ridges sableux et/ou graveleux. Même si des exemples ont été étudiés au Sierra Leone (Anthony, 1995), au Brésil (Anthony, 2009) ou encore au Cape Cod aux États Unis (Hine, 1979), ce mode de construction est considéré comme rare (Carter, 1986; Anthony, 2009). De plus, la structure architecturale attribuée à ce mode de formation (Fig. I-23A) est rarement identifiée au sein des beach ridges (Tamura, 2012).

I-2-2.d. Les beach ridges influencés par les oscillations du niveau de la mer

Tanner (1995) propose l'hypothèse selon laquelle le long des côtes sableuses de faible énergie, les oscillations du niveau de la mer pourraient être un des processus de formation des beach ridges (Fig. I-22E). Cet auteur suggère que l'association d'une côte progradante avec les oscillations décennales et décimétriques du niveau de la mer, induisant des oscillations de la zone de swash, expliquerait les alternances entre les crêtes et les dépressions de beach ridges. Dans cette hypothèse, les niveaux bas et hauts du plan d'eau contrôleraient respectivement les hauteurs des crêtes et des dépressions. Curray (1996) remet en cause l'hypothèse de Tanner (1995), notamment car les oscillations décennales et décimétriques du niveau de la mer étaient des phénomènes qui n'avaient pas encore été enregistrés ou mesurés. Seul Thompson and Baedke (1995) avaient déduit des oscillations du niveau d'eau du lac Michigan (Etats-Unis). Plus récemment, Storms and Kroonenberg (2007) ont mis en évidence des oscillations interannuelles du niveau de la mer Caspienne de l'ordre de 80 cm qui ne seraient que partiellement reliées aux formations de beach ridges. Ces auteurs soulignent surtout que la périodicité entre les ridges n'est pas seulement forcée par ce paramètre mais aussi fortement influencée par l'apport sédimentaire. Au vue de ces éléments, cette hypothèse seule de formation semble peu réaliste en milieu ouvert, surtout en considérant les temps d'édification de ces beach ridges qui dépassent la simple oscillation annuelle. Tamura (2012)

souligne que l'hypothèse de l'oscillation du niveau de la mer, ou d'un lac, comme facteur principal responsable de la différence entre les crêtes et les dépressions des *ridges* n'a pas encore été clairement mise en évidence ou réfutée.

I-2.3. Les *beach ridges* comme marqueurs paléo-environnementaux ?

La formation des *beach ridges* est sensible aux fluctuations et à l'évolution des paramètres globaux et locaux. De nombreux auteurs se sont penchés sur cette question : les *beach-ridges* sont-ils de bons marqueurs des paramètres environnementaux ?, en s'interrogeant sur leurs capacités à enregistrer et retranscrire les processus qui permettent leur formation, tels que l'évolution du niveau relatif de la mer, les événements de forte énergie, les cycles climatiques, les variations des apports sédimentaires ou encore le climat local de la houle et du vent.

I-2-3.a. Indicateurs de l'évolution du niveau relatif de la mer

L'estimation et la reconstruction de l'évolution du niveau relatif de la mer est le sujet le plus commun qui motive les études sur les systèmes de *beach ridges* et leurs dépôts (e.g. Tanner, 1988; Thompson and Baedke, 1995; Rodriguez and Meyer, 2006; Clemmensen et al., 2012). Toutefois, l'utilisation de ces objets sédimentaires face à cette problématique est encore au cœur des débats. Cette question plutôt vaste nécessite d'être bornée tant au niveau spatial que temporel, et est également très dépendante de la nature sédimentaire des *beach ridges*, de leur mode de construction (§ I-2.2), de la préservation des systèmes, etc. Les principaux indicateurs du RSL reliés aux *beach ridges* (Fig. I-25) se réfèrent soit à l'élévation des crêtes (en vert sur la Fig. I-25) (e.g., Tanner and Stapor, 1971; Goy et al., 2003), soit à leurs caractéristiques architecturales internes comme l'interface entre les dépôts de plage et d'avant plage (la base des *ridges* (interface *foreshore-shoreface*) ; en violet sur la Fig. I-25) (e.g., Tamura et al., 2008; Nielsen and Clemmensen, 2009; Hede et al., 2013) ou bien encore, l'interface entre les dépôts induits par les vagues et ceux induits par une dynamique éolienne (*upper foreshore* ; en orange sur la Fig. I-25) (e.g., van Heteren et al., 2000; Rodriguez and Meyer, 2006).

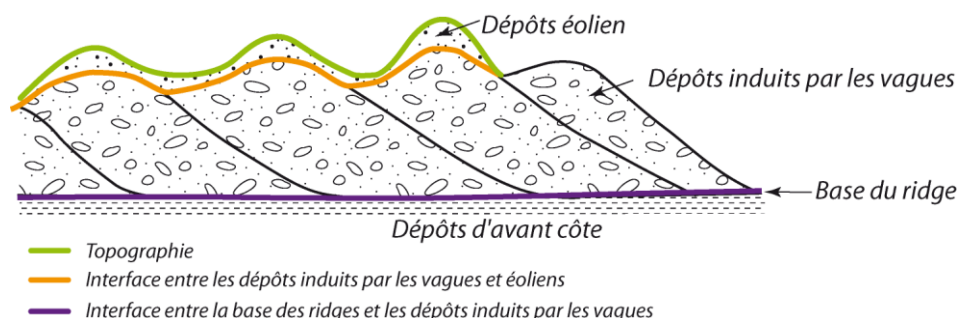


Figure I-25 : Principaux indicateurs du niveau de la mer utilisés : 1) la topographie des *ridges* (vert) ; 2) l'interface entre les dépôts éoliens et ceux induits par l'action des vagues (orange) et 3) la limite entre les dépôts de plage et d'avant côte (la base du *ridge*, en violet).

Les études menées en utilisant ce dernier indicateur obtiennent des résultats contrastés en fonction de la difficulté de reconnaissance de cet interface entre les dépôts induits par l'action des vagues et les dépôts éoliens sommitaux (Otvos, 2000). Lorsque l'interface est bien identifiée, l'évolution du niveau de la mer peut être reconstruit de façon probante comme l'illustre les études en Mer Noire de Giosan et al. (2006) ou au Massachusetts (USA) de van Heteren et al. (2000). Toutefois dans des configurations moins favorables, l'architecture et la granulométrie des *beach ridges* peuvent ne pas apporter de preuves suffisantes pour différencier ces deux types de dépôts, comme au Mississippi où les résultats granulométriques entre des dépôts éoliens et marins ne permettent pas de distinguer les deux populations (Otvos, 1999; Fig. 11 dans Otvos, 2000). Cet auteur souligne également qu'il est plus approprié de prendre en compte le set de *beach ridges* dans sa globalité plutôt que les *ridges* individuellement. Cette méthode a pour avantage de prendre en compte le niveau moyen du set de *beach ridges*, en supprimant les irrégularités mineures d'élévation entre eux, afin d'être le plus représentatif possible du niveau lors de la formation du set. Toutefois, les auteurs s'accordent à dire que les études les plus précises et détaillées sur la reconstitution du niveau de la mer sont celles basées sur les faciès sédimentaires de plages qui reflètent directement les processus liés à la houle (e.g. Murray-Wallace et al., 1999; Otvos, 2000; Tamura, 2012), qui sont bien préservés et non remaniés avant d'être recouvert par des dépôts éoliens par exemple. Cet indicateur prodigue de bons résultats notamment pour des systèmes dont le taux de variation du niveau de la mer est assez important et supérieur à l'incertitude liée à l'identification de l'interface (Hede et al., 2013). Dans ce sens, plusieurs études sur des systèmes perchés évoluant dans un contexte de chute rapide du niveau de la mer (liée au rebond isostatique), ont prouvé la fiabilité de cette méthode. De telles études ont été menées, par exemple, le long des côtes canadiennes (Hillaire-Marcel and Fairbridge, 1978), norvégiennes (Brückner and Schellmann, 2003; Sanjaume and Tolgensbakk, 2009) ou du Groenland (Pedersen et al., 2011).

I-2-3.b. Témoins des évènements de forte énergie et érosifs

Les *beach ridges* sont des systèmes propices pour l'enregistrement des évènements 'catastrophiques' de forte énergie, qu'ils soient liés à des phases destructrices (érosion, cicatrices visibles dans la plaine) ou constructives (dépôt, *Storm-built beach ridges* § I-2-2.a) (Tamura, 2012). Ces évènements peuvent être datés dans le but d'améliorer les connaissances sur les paramètres influant le développement des *beach ridges* mais également contribuer à la reconstruction géochronologique de leur formation. En effet, l'étude de plaines de *beach ridges* a déjà prouvé que ces systèmes pouvaient enregistrer et retracer sur plusieurs centaines voire milliers d'années la récurrence des cyclones ou tempêtes tropicales (Nott and Hayne, 2001; Nott et al., 2009) ou des évènements de forte énergie (Sanjaume and Tolgensbakk, 2009).

Les processus érosifs, induits par de fortes vagues ou des surcotes, forcent le profil d'équilibre de la plage à s'ajuster aux nouvelles conditions énergétiques, suivant une forme plus escarpée, voire concave, du haut de plage. Certaines études montrent que la partie supérieure de ces escarpements peut être une zone de concentration des minéraux lourds (Hayes and Boothroyd, 1969) pouvant être identifiée sur des profils géo-radars comme étant des réflecteurs de forte intensité (Buynevich et al., 2004). Cependant, ces escarpements conjoints avec des concentrations de minéraux lourds ne permettent pas à eux seuls de déterminer les causes de l'érosion (Buynevich et al., 2007). En effet, l'érosion d'une plage peut être induite par de nombreux paramètres tels que l'augmentation de la fréquence et/ou de l'énergie des tempêtes (Mason and Jordan, 1993), la migration d'une embouchure (Curry et al., 1969; Storms and Hampson, 2005), le changement d'orientation de la houle (Goodwin et al., 2006) ou encore l'augmentation du niveau de la mer.

I-2-3.c. Sensibles aux cycles climatiques

L'hypothèse selon laquelle la rythmicité de la formation des *beach ridges* serait liée à des cycles climatiques ou à des cyclicités dans les paramètres forçants a été explorée par plusieurs auteurs. Dès les années 1970, Fairbridge and Hillaire-Marcel (1977) ont mis en relation l'intervalle moyen d'édification entre les *ridges* graveleux (45 ans) de la baie de Hudson avec le cycle solaire 'Double Hale' et une possible augmentation des tempêtes. Toutefois, cette hypothèse est à considérer avec précaution, car l'augmentation de tempêtes induites par ce cycle solaire n'avait pas été démontrée dans cette zone. Une étude plus récente menée en Méditerranée (Almeria, Espagne, Goy et al., 2003) suggère un possible contrôle de la NAO (*North Atlantic Oscillation*) et des variations de l'activité solaire (11.25, 22.5 et 45 ans correspondant au cycle solaire, aux cycles "Hale" et "Double Hale") dans la formation des *beach ridges* (respectivement pour un *beach ridge*, un couplet et un set complet ; Fig. I-26). L'hypothèse des auteurs est que les *ridges* se forment lors des phases négatives de la NAO, caractérisées par de forts vents de sud-ouest et une augmentation du RSL (centimétrique à décimétrique), et qu'inversement les dépressions adjacentes se forment lors des phases positives de la NAO, caractérisées par de faibles vents de sud-ouest et une chute du RSL. Cependant, il n'existe aucune corrélation claire entre l'intervalle moyen de construction d'un *beach ridge* (11 ans, Goy et al., 2003) sur la côte d'Almería (Espagne) et des périodicités multi-décennales de la NAO (Tamura, 2012).

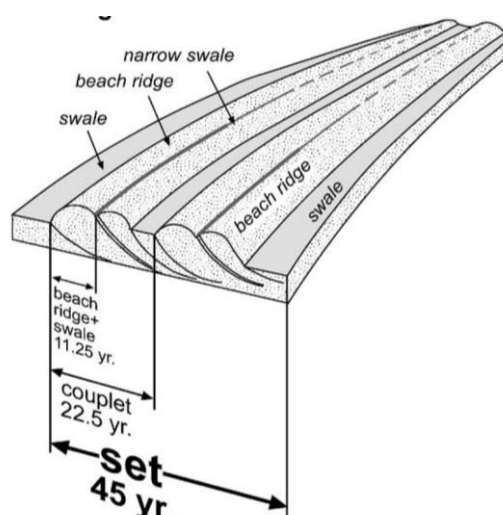


Figure I-26: Identification des rythmicités des *beach ridges* en Almería (Espagne) (Goy et al., 2003), distinguant des différences d'espacement entre les *ridges* (*swale*), qui seraient influencées par les cycles solaires et la NAO. ➔

Actuellement, les relations entre la rythmicité des *beach ridges* liée à des cycles climatiques ou à des cyclicités dans les paramètres forçants suscitent de nombreuses questions et débats. Certaines études sont sujettes à controverse et ne démontrent pas réellement l'enregistrement de cycle (Fairbridge and Hillaire-Marcel, 1977; Thompson, 1992). Tamura (2012) souligne que les relations pouvant exister sont souvent basées sur de 'fragiles' hypothèses et qu'elles ne reposent pas sur une chronologie détaillée.

I-2-3.d. Tributaires de la fluctuation des apports en sédiment

Les *beach ridges* se construisant dans des conditions de régression normale (RSL stable ou en augmentation) ont besoin de forts apports sédimentaires pour combler l'espace d'accommodation et sont d'autant plus tributaires de la fluctuation de ces apports au cours du temps (e.g., FitzGerald et al., 1992; Hein et al., 2014). Les fleuves peuvent constituer une source d'apport sédimentaire majeur pour ces systèmes. Toutefois, de par leur nature fluviale, ces apports vont fluctuer en fonction des précipitations sur le bassin versant, du débit du fleuve et de sa capacité de charriage et de transport. Ainsi, pour les *beach ridges* proches de fleuves, leur rythme d'accrétion va être directement affecté par la décharge sédimentaire et ses fluctuations saisonnières, décennales ou de plus long terme. La formation de *beach ridges* dits 'épisodique' est un phénomène fréquemment observé dans les zones tropicales et subtropicales comme sur les côtes du Queensland (Rhodes et al., 1980; Nott et al., 2009; Forsyth et al., 2010) ou celles du Pérou (Sandweiss, 1986; Mosely et al., 1992) et est majoritairement relié à des fluctuations d'apport sédimentaire. Par exemple, à Keppel Bay (Queensland, Brooke et al., 2008) au cours des 1 500 dernières années, la formation rapide de chaque unité de *beach ridges* est de façon générale synchrone avec les phases d'importantes décharges sédimentaires de la Fitzroy River. Un autre exemple au niveau du complexe de *beach ridges* de Santa, dans un environnement hyperaride du Pérou, où les fortes pluies se produisent seulement pendant les années de *El Niño Southern Oscillation* (période chaude, ENSO⁶) induisant des pulses sédimentaires importants durant ces périodes. Rogers et al. (2004) montrent des corrélations évidentes entre l'affluence d'apport sédimentaire à la côte et les périodes *El Niño*, mais pointe la différence d'intervalle entre une période *El Niño* (2-7 ans) et les rythmes de progradation des *beach ridges* dans cette zone (plusieurs centaines d'années par *ridge*). Pour lui un *beach ridge* refléterait plusieurs successions d'évènement *El Niño*.

⁶ ENSO désigne un phénomène naturel quasi-périodique (récurrence de 5-6 ans sur une durée de plusieurs mois) qui se produit dans la zone tropicale de l'océan Pacifique. C'est un phénomène climatique et océanique de grande ampleur qui est initié par la diminution des Alizés entraînant un ralentissement du déplacement des masses d'eaux vers l'Ouest, réduisant l'action des upwellings et entraînant une hausse des températures des eaux de surface à l'Est par rapport à la normale.

L'apport sédimentaire peut également provenir de sources issues de l'érosion du proche littoral. C'est par exemple le cas pour les systèmes paraglaciers dont la source sédimentaire provient majoritairement du démantèlement des moraines proximales (§ I-1-2). À Buzzard Bay (Etats-Unis) [FitzGerald et al. \(1992\)](#) mettent en évidence des fluctuations temporelles du type de sédiments qui nourrit un littoral paraglacier, distinguant des périodes dominées par l'apport de sables et d'autres dominées par des apports de galets. Ces différences temporelles de la nature des apports sédimentaires sont directement liées à l'action des vagues qui joue un rôle prépondérant sur l'érosion des moraines et la redistribution sédimentaire, et qui peut être relié à la fréquence et à l'intensité des tempêtes.

I-2-3.e. Marqueurs des changements du climat de vent et de houle

Le vent et la houle sont les principaux mécanismes associés au transport et au dépôt de sédiments dans la formation des *beach ridges*. Un changement, même temporaire, de la direction principale des vagues qui arrivent sur le littoral peut entraîner un réajustement sous la forme d'une rotation du trait de côte. De nombreuses plaines de *beach ridges* à travers le monde peuvent être découpées en une succession d'unités (systèmes ou sets) ayant chacun une direction de progradation différente (e.g. [Goy et al., 2003](#); [Goodwin et al., 2006](#); [Clemmensen and Nielsen, 2010](#); [Rink and López, 2010](#) ; Fig. I-20). Ainsi, la réorientation des *beach ridges* témoigne de l'enregistrement de fluctuations passées de l'orientation de la propagation de la houle à la côte.

Les variations d'épaisseur du sable éolien sur la partie sommitale des *beach ridges* peuvent être reliées aux variations du climat de vent et/ou à des variations de rythme de progradation des *beach ridges*. Une étude réalisée par [Mason et al. \(1997\)](#) sur des *beach ridges* au nord-ouest de l'Alaska (Fig. I-27), propose que l'épaisseur du sable éolien sur la partie sommitale des *beach ridges* est fonction du temps d'exposition, plus ou moins long, de la dune bordière active. Ainsi, selon cette étude, l'épaisseur des dépôts tendra à être plus mince lors des phases de progradation rapide des *beach ridges* et à être plus épaisse lors des phases de stagnation et/ou de ralentissement de la progradation.

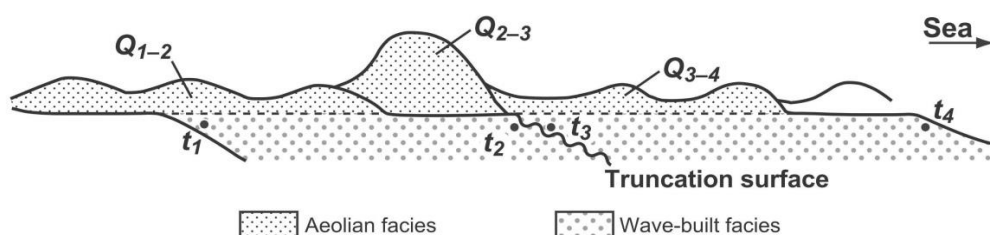


Figure I-27 : Schéma d'une section de *beach ridges*, montrant les relations chrono-stratigraphiques entre la progradation de la plage et la construction des dunes éoliennes (Esenberg spit, Chulchi, Alaska dans [Tamura \(2012\)](#) d'après [Mason et al. \(1997\)](#)), avec t_{1-4} pour les âges de dépôts et Q_{1-4} pour les quantités de sables éoliens accumulés.

SYNTHÈSE SUR LES SYSTÈMES DE BEACH RIDGES

La diversité géographique, sédimentaire, de taille ainsi que des processus forçant leur formation, font des *beach ridges* des objets complexes. Leurs modes de formation semblent être bien identifiés dans la littérature (Figs. I-21, I-22), mais restent très cloisonnés en fonction du type sédimentaire (sable d'un côté et galet de l'autre). En effet, les systèmes mixtes constitués de sables et de galets n'apparaissent pas clairement appartenir à une des classes prédéfinies. L'architecture interne des *beach ridges* apparaît également sous documentée par rapport aux études morphologiques et souvent très schématique (Fig. I-23). Ceci pointe ainsi **un manque de connaissances et d'études des systèmes sédimentaires mixtes, que ce soit en ce qui concerne leur organisation interne ou leur mode de formation.**

Les systèmes de *beach ridges* semblent avoir un fort potentiel comme indicateurs paléo-environnementaux, permettant ainsi d'apporter des informations sur les conditions et processus passés qui les ont formés. Ces études sont importantes afin de comprendre les paramètres qui permettent les dépôts de sédiments à la côte, comblant ainsi l'espace d'accommodation disponible (net apport sédimentaire, paramètres hydrodynamique favorable), et d'estimer la part d'influence des forçages globaux et locaux induisant leur formation. L'étude des *beach ridges* comme marqueur de l'évolution du niveau de la mer (augmentation ou chute) suscite un intérêt croissant, montrant des premiers résultats satisfaisants mais nécessitant des études supplémentaires. Ceci est tout particulièrement le cas en ce qui concerne **l'interface entre les dépôts induits par l'action des vagues et l'action éolienne**, qui peut s'avérer difficile à identifier dans les systèmes purement sableux, mais qui **semble avoir un plus grand potentiel d'identification (sédimentaire ou architectural) pour les systèmes mixtes recouverts de dépôts éoliens.**

Références

- Aagaard, T., Orford, J., Murray, A.S.**, 2007. Environmental controls on coastal dune formation; Skallingen Spit, Denmark. *Geomorphology*, 83(1–2), 29-47.
- Andrade, C., Freitas, M.C., Moreno, J., Craveiro, S.C.**, 2004. Stratigraphical evidence of Late Holocene barrier breaching and extreme storms in lagoonal sediments of Ria Formosa, Algarve, Portugal. *Marine Geology*, 210(1–4), 339-362.
- Angulo, R., Souza, M., Lessa, G.**, 2009. The Holocene Barrier Systems of Paranaguá and Northern Santa Catarina Coasts, Southern Brazil, *Geology and Geomorphology of Holocene Coastal Barriers of Brazil. Lecture Notes in Earth Sciences. Springer Berlin Heidelberg*, pp. 135-176.
- Anthony, E.J.**, 1995. Beach-ridge development and sediment supply: examples from West Africa. *Marine Geology*, 129(1–2), 175-186.
- Anthony, E.J.**, 2009. Shore processes and their palaeoenvironmental applications. *Developments in Marine Geology*, 4.
- Argyilan, E.P., Forman, S.L., Johnston, J.W., Wilcox, D.A.**, 2005. Optically stimulated luminescence dating of late Holocene raised strandplain sequences adjacent to Lakes Michigan and Superior, Upper Peninsula, Michigan, USA. *Quaternary Research*, 63(2), 122-135.
- Ballantyne, C.K.**, 2002. Paraglacial geomorphology. *Quaternary Science Reviews*, 21(18–19), 1935-2017.
- Bell, T., Batterson, M.J., Liverman, D.G.E., Shaw, J.**, 2003. A new late-glacial sea-level record for St. George's Bay, Newfoundland. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 40(8), 1053-1070.
- Billeaud, I., Tessier, B., Lesueur, P.**, 2009. Impacts of late Holocene rapid climate changes as recorded in a macrotidal coastal setting (Mont-Saint-Michel Bay, France). *Geology*, 37(11), 1031-1034.
- Bird, E.F.C.**, 1960. The formation of sand beach-ridges. *Australian Journal of Science* 22, 349-350.
- Boyd, R., Bowen, A.J., Hall, R.K.**, 1987. An evolutionary model for transgressive sedimentation on the Eastern Shore of Nova Scotia. In: FitzGerald, D.M., Rosen, P.S. (Eds.), *Glaciated Coasts*. Academic Press, San Diego, CA,, 87-114.
- Bristow, C.S., Pucillo, K.**, 2006. Quantifying rates of coastal progradation from sediment volume using GPR and OSL: the Holocene fill of Guichen Bay, south-east South Australia. *Sedimentology*, 53(4), 769-788.
- Brooke, B., Ryan, D., Pietsch, T., Olley, J., Douglas, G., Packett, R., Radke, L., Flood, P.**, 2008. Influence of climate fluctuations and changes in catchment land use on Late Holocene and modern beach-ridge sedimentation on a tropical macrotidal coast: Keppel Bay, Queensland, Australia. *Marine Geology*, 251(3–4), 195-208.
- Brückner, H., Schellmann, G.**, 2003. Late Pleistocene and Holocene Shorelines of Andréeland, Spitsbergen (Svalbard): Geomorphological Evidence and Palaeo-Oceanographic Significance. *Journal of Coastal Research*, 19(4), 971-982.
- Brunel, C., Certain, R., Sabatier, F., Robin, N., Barusseau, J.P., Aleman, N., Raynal, O.**, 2014. 20th century sediment budget trends on the Western Gulf of Lions shoreface (France): An application of an integrated method for the study of sediment coastal reservoirs. *Geomorphology*, 204(0), 625-637.
- Buynevich, I.V., Donnelly, J.P.**, 2004. Geological signatures of barrier breaching and overwash, southern Massachusetts, USA. *Journal of Coastal Research*, SI 39 (Proceedings 8th International Coastal Symposium, Itajaí, SC, Brazil), 112-116.
- Buynevich, I.V., FitzGerald, D.M., Goble, R.J.**, 2007. A 1500 yr record of North Atlantic storm activity based on optically dated relict beach scarps. *Geology*, 35(6), 543-546.
- Buynevich, I.V., FitzGerald, D.M., Heteren, S.V.**, 2004. Sedimentary records of intense storms in Holocene barrier. *Small*, 210, 135-148.
- Carter, R.W.G.**, 1986. The morphodynamics of beach-ridge formation: Magilligan, Northern Ireland. *Marine Geology*, 73(3–4), 191-214.

- Carter, R.W.G.**, 1988. Coastal Environments. Academic Press, 617 pp.
- Chappell, J., Grindrod, J.**, 1984. Chenier plain formation in northern Australia. In: B.G. Thom (Ed.), Coastal Geomorphology in Australia. Academic Press, New York, pp. 197-232.
- Chaumillon, E., Ozenne, F., Bertin, X., Long, N., Ganthy, F.**, 2014. Control of wave climate and meander dynamics on spit breaching and inlet migration. *Journal of Coastal Research*, SI 70(In: Green, A.N. and Cooper, J.A.G. (eds.), Proceedings 13th International Coastal Symposium (Durban, South Africa)), 109-114.
- Church, M., Ryder, J.M.**, 1972. Paraglacial sedimentation : consideration of fluvial processes conditioned by glaciation. *Geological Society of America Bulletin*, 83, 3059-3072.
- Church, M., Ryder, J.M.**, 1989. Sedimentology and clast fabric of subaerial debris flow facies in a glacially-influenced alluvial fan-a discussion. *Sedimentary Geology*, 65(1-2), 195-196.
- Clapperton, C.M.**, 1990. Quaternary glaciations in the Southern Ocean and Antarctic peninsula area. *Quaternary Science Reviews*, 9(2-3), 229-252.
- Clark, J.A., Farrell, W.E., Peltier, W.R.**, 1978. Global changes in postglacial sea level: a numerical calculation. *Quaternary Research*, 9, 265-278.
- Clemmensen, L.B., Murray, A.S., Bech, J.-H., Clausen, A.**, 2001. Large-scale aeolian sand movement on the west coast of Jutland, Denmark in late Subboreal to early Subatlantic time-a record of climate change or cultural impact? *GFF*, 123, 193-203.
- Clemmensen, L.B., Murray, A.S., Nielsen, L.**, 2012. Quantitative constraints on the sea-level fall that terminated the Littorina Sea Stage, southern Scandinavia. *Quaternary Science Reviews*, 40(0), 54-63.
- Clemmensen, L.B., Nielsen, L.**, 2010. Internal architecture of a raised beach ridge system (Anholt, Denmark) resolved by ground-penetrating radar investigations. *Sedimentary Geology*, 223(3-4), 281-290.
- Cooke, C.W.**, 1968. Barrier Island Formation: Discussion. *Geological Society of America, Bulletin*, 79 (7), 945-946.
- Cooke, C.W.**, 1971. American Emerged Shorelines Compared with Levels of Australian Marine Terraces. *Geological Society of America, Bulletin*, 82 (11), 3231-3234.
- Curry, J.R.**, 1996. Origin of beach ridges: Comment on Tanner, W.F., 1995. Origin of beach ridges and swales. *Mar. Geol.*, 129: 149-161. *Marine Geology*, 136(1-2), 121-125.
- Curry, J.R., Emmel, F.J., Crompton, P.J.S.**, 1969. Holocene history of a strand plain, lagoonal coast, Nayarit, Mexico. In: A. Ayala-Casteñares, F.B. Phleger (Eds.), *Lagunas Costeras*, UN Symposium. UNAM-UNESCO, Mexico, D.F., pp. 63-100.
- Dabrio, C.J., Zazo, C., Goy, J.L., Sierro, F.J., Borja, F., Lario, J., González, J.A., Flores, J.A.**, 2000. Depositional history of estuarine infill during the last postglacial transgression (Gulf of Cadiz, Southern Spain). *Marine Geology*, 162(2-4), 381-404.
- Davies, J.L.**, 1957. The importance of cut and fill in the development of sand beach ridges. *Australian Journal of Science*, 20, 105-111.
- Davis, R.A., FitzGerald, D.**, 2004. *Beaches and Coasts*. Blackwell.
- DeBeaumont, L.E.**, 1845. *Leçons de Géologie Pratique*, Septième leçon, S. Bertrand, Paris 1973 M.L. Schwartz (Ed.). 223-252 see: present reference list.
- Dillenburg, S.R., Hesp, P.A.**, 2009. Coastal barriers - an introduction, 1-15. S.R. Dillenburg, P.A. Hesp (Eds.), *Geology and Geomorphology of Holocene Coastal Barriers of Brazil*, Springer Publisher, N. Y, pp. 380.
- Dyke, A.S., Morris, T.F., Green, D.E.C.**, 1991. Postglacial tectonic and sea level history of the central Canadian Arctic. *Geological Survey of Canada, Bulletin* 397, pp. 56.
- Eisma, D.**, 1998. *Intertidal Deposits. River Mouths, Tidal Flats, and Coastal Lagoons*. CRC press, Boca Raton, FL, USA, 525 pp.
- Engels, S., Roberts, M.C.**, 2005. The Architecture of Prograding Sandy-Gravel Beach Ridges Formed During the Last Holocene Highstand: Southwestern British Columbia, Canada. *Journal of Sedimentary Research*, 75(6), 1052-1064.

- Fairbridge, R.W., Hillaire-Marcel, C.**, 1977. An 8,000-yr palaeoclimatic record of the 'Double-Hale' 45-yr solar cycle. *Nature*, 268, 413-416.
- Fisher, J.J.**, 1982. Barrier islands. M.L. Schwartz (Ed.), *The Encyclopedia of Beaches and Coastal Environments*, Hutchinson Ross Publishers, Stroudsburg, PA, 124-133.
- FitzGerald, D.M., Baldwin, C.T., Ibrahim, N.A., Humphries, S.M.**, 1992. Sedimentologic and Morphologic Evolution of a Beach Ridge Barrier Along an Indented Coast: Buzzards Bay, Massachusetts. In: C. Fletcher, J. Wehmiller (Eds.), *Quaternary coasts of the United States: marine and lacustrine systems*, pp. 65-75.
- FitzGerald, D.M., Heteren, S.V.**, 1999. Classification of paraglacial barrier systems : coastal New England , USA. *Sedimentology*(46), 1083-1108.
- Flinn, D.**, 1997. The role of wave diffraction in the formation of St. Ninian's Ayre (Tombolo) in shetland, Scotland. *Journal of Coastal Research*, 13(1), 202-208.
- Forbes, D.L.**, 2005. Paraglacial coasts. In: Schwartz, M.L. (Ed.), *Encyclopedia of Coastal Science*. Springer, Dordrecht, 760-762.
- Forbes, D.L.**, 2011. 3.09 - Glaciated Coasts. In: E. Wolanski, D. McLusky (Eds.), *Treatise on Estuarine and Coastal Science*. Academic Press, Waltham, pp. 223-243.
- Forbes, D.L., Boyd, R., Shaw, J.**, 1991. Late Quaternary sedimentation and sea level changes on the inner Scotian Shelf. *Continental Shelf Research*, 11, 1155-1179.
- Forbes, D.L., Orford, J.D., Carter, R.W.G., Shaw, J., Jennings, S.C.**, 1995. Morphodynamic evolution, self-organisation, and instability of coarse-clastic barriers on paraglacial coasts. *Marine Geology*, 126(1-4), 63-85.
- Forbes, D.L., Shaw, J., Eddy, B.G.**, 1993. Late Quaternary sedimentation and the postglacial sea-level minimum in Port-au-Port Bay and vicinity, west Newfoundland. *Atlantic Geology*, 29, 1-26.
- Forbes, D.L., Syvitski, J.P.M.**, 1994. Paraglacial coasts. In: C.D.W. R.W.G. Carter (Ed.), *Coastal evolution, Late Quaternary shoreline morphodynamics*. Cambridge University Press, pp. 373-424.
- Forbes, D.L., Taylor, R.B., Shaw, J.**, 1989. Shorelines and rising sea levels in eastern Canada. *Episodes* 12, 23-28.
- Forbes, D.L., Taylor, R.B., Shaw, J., Carter, R.W.G., Orford, J.D.**, 1990. Development and stability of barrier beaches on the Atlantic coast of Nova Scotia, Proceeding Canadian Coastal Conference (1990, Kingston) National Research Council of Canada, Ottawa, pp. 83-98.
- Forsyth, A.J., Nott, J., Bateman, M.D.**, 2010. Beach ridge plain evidence of a variable late-Holocene tropical cyclone climate, North Queensland, Australia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 297(3-4), 707-716.
- Fraser, C., Hill, P.R., Allard, M.**, 2005. Morphology and facies architecture of a falling sea level strandplain, Umiujaq, Hudson Bay, Canada. *Sedimentology*, 52(1), 141-160.
- Friesinger, S., Bernatchez, P.**, 2010. Perceptions of Gulf of St. Lawrence coastal communities confronting environmental change: Hazards and adaptation, Québec, Canada. *Ocean & Coastal Management*, 53(11), 669-678.
- Galloway, W.E., Hobday, D.K.**, 1983. *Terrigenous Clastic Depositional Systems*. Springer, Berlin, pp. 489.
- Gervais, M., Balouin, Y., Belon, R.**, 2012. Morphological response and coastal dynamics associated with major storm events along the Gulf of Lions Coastline, France. *Geomorphology*, 143-144(0), 69-80.
- Giannini, P.C.F., Guedes, C.F., Nascimento Jr, D.R., Tanaka, A.P.B., Angulo, R., Assine, M.L., de Souza, M.C.**, 2009. Sedimentology and morphological evolution of the Ilha Comprida barrier system, southern São Paulo Coast. S.R. Dillenburg, P.A. Hesp (Eds.), *Geology and Geomorphology of Holocene Coastal Barriers of Brazil*, Springer Publisher, N. Y, pp. 380.
- Gilbert, G.K.**, 1885. The topographic features of lake shores. *US Geological Survey 5th Annual Report* (1885), 69-123.
- Giosan, L., Donnelly, J.P., Constantinescu, S., Filip, F., Ovejanu, I., Vespremeanu-Stroe, A., Vespremeanu, E., Duller, G.A.T.**, 2006. Young Danube delta documents stable Black Sea level

- since the middle Holocene: Morphodynamic, paleogeographic, and archaeological implications. *Geology*, 34(9), 757-760.
- Glaeser, J.D.**, 1978. Global distribution of barrier islands in terms of tectonic setting. *Journal of Geology*, 86 (1978), 283-297.
- Goodwin, I.D., Stables, M.A., Olley, J.M.**, 2006. Wave climate, sand budget and shoreline alignment evolution of the Iluka–Woody Bay sand barrier, northern New South Wales, Australia, since 3000 yr BP. *Marine Geology*, 226(1–2), 127-144.
- Goy, J.L., Zazo, C., Dabrio, C.J.**, 2003. A beach-ridge progradation complex reflecting periodical sea-level and climate variability during the Holocene (Gulf of Almería, Western Mediterranean). *Geomorphology*, 50(1–3), 251-268.
- Grant, D.R.**, 1989. Quaternary geology of the Atlantic Appalachian region of Canada. Chapter 5 in *Quaternary geology of Canada and Greenland*, ed. R.J. Fulton, Geological Survey of Canada, Geology of Canada, n°1, 393-440.
- Hails, J.R.**, 1969. The origin and development of the Umina-Woy Woy beach-ridge system, Broken Bay, N.S.W. *The Australian Geographer*, 11, 1-12.
- Hayes, M.O.**, 1979. Barrier island morphology as a function of tidal and wave regime. In: S.P. Leatherman (Ed.), *Barrier islands*, pp. 1-27.
- Hayes, M.O., Boothroyd, J.C.**, 1969. Storms as a modifying agents in the coastal environment. *SEPM Eastern Section Fieldtrip Guidebook*, 245-265.
- Hayne, M., Chappell, J.**, 2001. Cyclone frequency during the last 5000 years at Curacoa Island, north Queensland, Australia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 168(3–4), 207-219.
- Hede, M.U., Bendixen, M., Clemmensen, L.B., Kroon, A., Nielsen, L.**, 2013. Joint interpretation of beach-ridge architecture and coastal topography show the validity of sea-level markers observed in ground-penetrating radar data. *The Holocene*, 23(9), 1238-1246.
- Hein, C.J., Fitzgerald, D.M., Buynevich, I.V., Van Heteren, S., Kelley, J.T.**, 2014. Evolution of paraglacial coasts in response to changes in fluvial sediment supply. *Geological Society, London, Special Publications*, 388.
- Hein, C.J., FitzGerald, D.M., Carruthers, E.A., Stone, B.D., Barnhardt, W.A., Gontz, A.M.**, 2012. Refining the model of barrier island formation along a paraglacial coast in the Gulf of Maine. *Marine Geology*, 307–310(0), 40-57.
- Hesp, P.A., Dillenburg, S.R., Barboza, E.G., Tomazelli, L.J., Ayup-Zouain, R.N., Esteves, L.S., Gruber, N.L.S., Toldo-Jr., E.E., De A. Tabajara, L.L.C., Clerot, L.C.P.**, 2005. Beach ridges, foredunes or transgressive dunefields? Definitions and an examination of the Torres to Tramandai barrier system, southern Brazil. *Annals of the Brazilian Academy of Sciences*, 77, 493-508.
- Hesp, P.A., Giannini, P.C.F., Martinho, G.M.d.S., Neto, N.E.**, 2009. The Holocene barrier system of the Santa Catarina Coast, southern Brazil. S.R. Dillenburg, P.A. Hesp (Eds.), *Geology and Geomorphology of Holocene Coastal Barriers of Brazil*, Springer Publisher, 93-133.
- Hesp, P.A., Short, A.D.**, 1999. Barrier morphodynamics. A.D. Short (Ed.), *Handbook of Beach and Shoreface Morphodynamics*, John Wiley & Sons, N.J., Publisher, 303-364.
- Hillaire-Marcel, C., Fairbridge, R.W.**, 1978. Isostasy and eustasy of Hudson Bay. *Geology*, 6(2), 117-122.
- Hine, A.C.**, 1979. Mechanism of development and resulting beach growth along a barrier spit complex. *Sedimentology*, 26, 333-352.
- Houser, C., Hapke, C., Hamilton, S.**, 2008. Controls on coastal dune morphology, shoreline erosion and barrier island response to extreme storms. *Geomorphology*, 100(3–4), 223-240.
- Hoyt, J.H.**, 1967. Barrier island formation. *Geological Society of American, Bulletin* 78, 1125-1136.
- Hoyt, J.H.**, 1968. Barrier Island Formation: Reply. *Geological Society of America, Bulletin*, 79 (10), 1427-1432.
- Hoyt, J.H.**, 1970. Development and Migration of Barrier Islands, Northern Gulf of Mexico: Discussion. *Geological Society of America, Bulletin*, 81 (12), 3779-3782.

- Isla, F.I., Bujalesky, G.G.**, 2000. Cannibalisation of Holocene gravel beach-ridge plains, northern Tierra del Fuego, Argentina. *Marine Geology*, 170(1–2), 105-122.
- Johnson, D.W.**, 1919. *Shore Processes and Shoreline Development.*, Hafner Publishing, New York, pp. 584.
- King, C.A.M.**, 1972. *Beach and Coasts*. 2nd edition. Arnold, London.
- Komar, P.D.**, 1998. *Beach Processes and Sedimentation*, 2nd edition. Prentice Hall, New Jersey, pp. 544.
- Komar, P.D.**, 2011. 3.11 - Coastal Erosion Processes and Impacts: The Consequences of Earth's Changing Climate and Human Modifications of the Environment. In: E. Wolanski, D. McLusky (Eds.), *Treatise on Estuarine and Coastal Science*. Academic Press, Waltham, pp. 285-308.
- Larsen, C.E.**, 1994. Beach Ridges as Monitors of Isostatic Uplift in the Upper Great Lakes. *Journal of Great Lakes Research*, 20(1), 108-134.
- Leontyev, O.K.**, 1965. On the cause of the present-day erosion of barrier bars. *Coastal Research Notes*, 12, 5-7.
- Lima, L.G., Dillenburg, S.R., Medeanic, S., Barboza, E.G., Rosa, M.L.C.C., Tomazelli, L.J., Dehnhardt, B.A., Caron, F.**, 2013. Sea-level rise and sediment budget controlling the evolution of a transgressive barrier in southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 42(0), 27-38.
- López, G.I., Rink, W.J.**, 2007. Characteristics of the burial environment related to quartz SAR-OSL dating at St. Vincent Island, NW Florida, USA. *Quaternary Geochronology*, 2(1–4), 65-70.
- Lyell, C.**, 1830. *Principles of Geology*. v. 1, chpt. 15, John Murray, London (1830), pp. 385.
- Mallinson, D.J., Smith, C.W., Mahan, S., Culver, S.J., McDowell, K.**, 2011. Barrier island response to late Holocene climate events, North Carolina, USA. *Quaternary Research*, 76(1), 46-57.
- Mason, O.K., Hopkins, D.M., Plug, L.**, 1997. Chronology and paleoclimate of storm-induced erosion and episodic dune growth across Cape Espenberg spit, Alaska, U.S.A. *Journal of Coastal Research*, 13, 770-797.
- Mason, O.K., Jordan, J.W.**, 1993. Heightened North Pacific storminess during synchronous Late Holocene erosion of northwest Alaska beach ridges. *Quaternary Research*, 40, 55-69.
- Masselink, G., Hughes, M.**, 2003. *Introduction to coastal processes and geomorphology*. Arnold (ed.), pp. 354.
- McGee, W.J.**, 1890. Encroachment of the sea. *Forum*, 9, 438-449.
- Mellet, C.L., Hodgson, D.M., Lang, A., Mauz, B., Selby, I., Plater, A.J.**, 2012. Preservation of a drowned gravel barrier complex: A landscape evolution study from the north-eastern English Channel. *Marine Geology*, 315–318(0), 115-131.
- Mercier, D.**, 2007. Le paraglaciaire, évolution d'un concept. In : *Du continent au bassin versant. Théories et pratiques en géographie physique (Hommage au Professeur Alain Godard)*. Presses universitaires Blaise Pascal Clermont-Ferrand, pp. 341-353.
- Milliman, J.D.**, 1997. Blessed dams or damned dams? *Nature*, 386 325-327.
- Mosely, M.E., Wagner, D., Richardon III, J.B.**, 1992. Space shuttle imagery of recent catastrophic change along the arid Andean coast. In: Johnson, L.L. (Ed.), *Paleoshorelines and Prehistory: An Investigation of Method*. CRC Press, Boca Raton, 215-235.
- Murray-Wallace, C.V., Belperio, A.P., Bourman, R.P., Cann, J.H., Price, D.M.**, 1999. Facies architecture of a last interglacial barrier: a model for Quaternary barrier development from the Coorong to Mount Gambier Coastal Plain, southeastern Australia. *Marine Geology*, 158(1–4), 177-195.
- Nichol, S.L., Boyd, R.**, 1993. Morphostratigraphy and facies architecture of sandy barriers along the Eastern Shore of Nova Scotia. *Marine Geology*, 114(1–2), 59-80.
- Nichol, S.L., Zaitlin, B.A., Thom, B.G.**, 1997. The upper Hawkesbury River, New South Wales, Australia: a Holocene example of an estuarine bayhead delta. *Sedimentology*, 44(2), 263-286.
- Nielsen, L., Clemmensen, L.B.**, 2009. Sea-level markers identified in ground-penetrating radar data collected across a modern beach ridge system in a microtidal regime. *Terra Nova*, 21(6), 474-479.

- Nott, J.**, 2014. Grain size and the origin of wave constructed beach ridges. A Discussion of 'Beach ridges and prograded beach deposits as palaeoenvironment records'. *Earth-Science Reviews*, 132, 82-84.
- Nott, J., Hayne, M.**, 2001. High frequency of 'super-cyclones' along the Great Barrier Reef over the past 5 000 years. *Nature*, 413(6855), 508-512.
- Nott, J., Smithers, S., Walsh, K., Rhodes, E.**, 2009. Sand beach ridges record 6000 year history of extreme tropical cyclone activity in northeastern Australia. *Quaternary Science Reviews*, 28(15-16), 1511-1520.
- Orford, J.D., Carter, R.W.G., Jennings, S.C.**, 1991. Coarse clastic barrier environments: evolution and implications for Quaternary sea-level interpretation. *Quaternary International*, 9, 87-104.
- Orford, J.D., Forbes, D.L., Jennings, S.C.**, 2002. Organisational controls, typologies and time scales of paraglacial gravel-dominated coastal systems. *Geomorphology*, 48(1-3), 51-85.
- Orford, J.D., Murdy, J.M., Wintle, A.G.**, 2003. Prograded Holocene beach ridges with superimposed dunes in north-east Ireland: mechanisms and timescales of fine and coarse beach sediment decoupling and deposition. *Marine Geology*, 194(1-2), 47-64.
- Otvos, E.G.**, 1970a. Development and Migration of Barrier Islands, Northern Gulf of Mexico. *Geological Society of America, Bulletin*, 81 (1), 241-246.
- Otvos, E.G.**, 1970b. Development and Migration of Barrier Islands, Northern Gulf of Mexico: Reply. *Geological Society of America, Bulletin*, 81 (12), 3783-3788.
- Otvos, E.G.**, 1981. Barrier island formation through nearshore aggradation - stratigraphic and field evidence. *Marine Geology*, 24, 195-243.
- Otvos, E.G.**, 1982. Santa Rosa Island, Florida panhandle: origins of a composite barrier island. *Southeastern Geology*, 23 15-24.
- Otvos, E.G.**, 1999. Sediment and Geomorphic Criteria for Reconstructing Sea-Level Positions. Multiple Pliocene-Quaternary Marine Highstands on the Northeastern Gulf of Mexico Coastal Plain? Reply to a Discussion, *Journal of Coastal Research*, 14(2), 669-674 (1998). *Journal of Coastal Research*, 15(4), 1181-1187.
- Otvos, E.G.**, 2000. Beach ridges — definitions and significance. *Geomorphology*, 32(1-2), 83-108.
- Otvos, E.G.**, 2012. Coastal barriers — Nomenclature, processes, and classification issues. *Geomorphology*, 139-140, 39-52.
- Otvos, E.G., Carter, G.A.**, 2013. Regressive and transgressive barrier islands on the North-Central Gulf Coast — Contrasts in evolution, sediment delivery, and island vulnerability. *Geomorphology*, 198(0), 1-19.
- Paris, R., Wassmer, P., Sartohadi, J., Lavigne, F., Barthomeuf, B., Desgages, E., Grancher, D., Baumert, P., Vautier, F., Brunstein, D., Gomez, C.**, 2009. Tsunamis as geomorphic crises: Lessons from the December 26, 2004 tsunami in Lhok Nga, West Banda Aceh (Sumatra, Indonesia). *Geomorphology*, 104(1-2), 59-72.
- Pedersen, J.B.T., Kroon, A., Jakobsen, B.H.**, 2011. Holocene sea-level reconstruction in the Young Sound region, Northeast Greenland. *Journal of Quaternary Science*, 26(2), 219-226.
- Pilkey, O.H., Cooper, A.G., Lewis, D.A.**, 2009. Global distribution and geomorphology of fetch-limited barrier islands. *Journal of Coastal Research*, 25, 819-837.
- Plater, A.J., Stupples, P., Roberts, H.M.**, 2009. Evidence of episodic coastal change during the Late Holocene: The Dungeness barrier complex, SE England. *Geomorphology*, 104(1-2), 47-58.
- Pries, A.J., Miller, D.L., Branch, L.C.**, 2008. Identification of Structural and Spatial Features that Influence Storm-Related Dune Erosion along a Barrier-Island Ecosystem in the Gulf of Mexico. *Journal of Coastal Research*, 168-175.
- Quinlan, G., Beaumont, C.**, 1981. A comparison of observed and theoretical postglacial relative sea level in Atlantic Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 18(7), 1146-1163.
- Redman, J.B.**, 1852. On the alluvial formations, and the local changes of the south coast of England. *Minutes of Proceedings Institution of Civil Engineers* 11(162-223.).
- Redman, J.B.**, 1864. The east coast between the Thames and the Wash estuaries. *Minutes of Proceedings Institution of Civil Engineers* 23, 186-257.

- Reinson, G.E.**, 1992. Transgressive barrier-island and estuarine systems. In: R.G. Walker and N.P. James (eds.). *Facies Models: Response to Sea Level Change*. Geological Association of Canada, 179-194.
- Rhodes, E.G., Polach, H.A., Thom, B.G., Wilson, S.R.**, 1980. Age structure of Holocene coastal sediments, Gulf of Carpentaria, Australia. *Radiocarbon*, 22, 718–727.
- Riggs, S.R., Cleary, W.J., Snyder, S.W.**, 1995. Influence of inherited geologic framework on barrier shoreface morphology and dynamics. *Marine Geology*, 126(1-4), 213-234.
- Rink, W.J., López, G.I.**, 2010. OSL-based lateral progradation and aeolian sediment accumulation rates for the Apalachicola Barrier Island Complex, North Gulf of Mexico, Florida. *Geomorphology*, 123(3–4), 330-342.
- Robin, N.**, 2007. Morphodynamique des systèmes de flèches sableuses : Etude entre les embouchures tidales de l'Archipel de St Pierre et Miquelon et de la côte ouest du Cotentin (Manche). Ph.D Thesis, Université de Caen, 539 pp.
- Robin, N., Billy, J., Barthe, P., Barusseau, J.P., Carvalho, E., Certain, R., Chanoué, M., Fitzgerald, D., Hein, C., Michel, C., Millescamps, B., Raynal, O., Wilson, C., Wright, S.**, 2013. Etude globale de l'isthme de Miquelon-Langlade. Rapport final, Université de Perpignan Via Domitia, 282 pp.
- Rodriguez, A.B., Meyer, C.T.**, 2006. Sea-Level Variation During the Holocene Deduced from the Morphologic and Stratigraphic Evolution of Morgan Peninsula, Alabama, U.S.A. *Journal of Sedimentary Research*, 76(2), 257-269.
- Rogers, S.S., Sandweiss, D.H., Maasch, K.A., Belknap, D.F., Agouris, P.**, 2004. Coastal Change and Beach Ridges along the Northwest Coast of Peru: Image and GIS Analysis of the Chira, Piura, and Colán Beach-Ridge Plains. *Journal of Coastal Research*, 20(4), 1102-1125.
- Roy, P.S., Cowell, P.J., Ferland, M.A., Thom, B.G.**, 1994. Wave dominated coast. In: R.W.G. Carter, C.D. Woodroffe (Eds.), *Coastal Evolution, Late Quaternary Shoreline Morphodynamics*, Cambridge University Press, Cambridge, pp. 121-186.
- Sandweiss, D.H.**, 1986. The beach ridges at Santa, Peru: El Nifio, uplift and prehistory. *Geoarchaeology*, 1, 17-28.
- Sanjaume, E., Tolgensbakk, J.**, 2009. Beach ridges from the Varanger Peninsula (Arctic Norwegian coast): Characteristics and significance. *Geomorphology*, 104(1–2), 82-92.
- Scheffers, A., Engel, M., Scheffers, S., Squire, P., Kelletat, D.**, 2012. Beach ridge systems – archives for Holocene coastal events? *Progress in Physical Geography*, 36(1), 5-37.
- Schwab, W.C., Thielier, E.R., Allen, J.R., Foster, D.S., Swift, B.A., Denny, J.F.**, 2000. Influence of Inner-Continental Shelf Geologic Framework on the Evolution and Behavior of the Barrier-Island System between Fire Island Inlet and Shinnecock Inlet, Long Island, New York. *Journal of Coastal Research*, 16(2), 408-422.
- Schwartz, M.L.**, 1973. *Barrier Islands Benchmark Papers in Geology*, Dowden Hutchinson and Ross, Stroudsburg, PA, pp. 451.
- Scott, D.B., Boyd, R., Douma, M., Medioli, F.S., Yuill, S., Leavitt, E., Lewis, C.F.M.**, 1989. Holocene relative sea-level changes and Quaternary glacial events on a continental shelf edge: Sable Island Bank. in: *Late Quaternary sea-level correlation and applications*, ed. D.B. Scott, P.A. Pirazzoli & C.A. Honig, 105-119.
- Shaw, J., Forbes, D.L., Edwardson, K.A.**, 1999. Surficial sediments and placer gold on the inner shelf and coast of northeast Newfoundland. *Geological Survey of Canada, Bulletin 532*, pp.96, appendix, and 92 maps.
- Shaw, J., Gareau, P., Courtney, R.C.**, 2002. Palaeogeography of Atlantic Canada 13–0 kyr. *Quaternary Science Reviews*, 21(16–17), 1861-1878.
- Short, A.D.**, 1999. *Handbook of beach and shoreface morphodynamics*. John Wiley, New York.
- Simms, A.R., Anderson, J.B., Blum, M.**, 2006. Barrier-island aggradation via inlet migration: Mustang Island, Texas. *Sedimentary Geology*, 187(1–2), 105-125.
- Stapor, F.W.**, 1975. Holocene beach-ridge plain development, northwest Florida. *Zeitschrift für Geomorphologie suppl. Bd. 22*, 116-144.

- Storms, J.E.A., Hampson, G.J.,** 2005. Mechanisms for forming discontinuity surfaces within shoreface-shelf parasequences: sea level, sediment supply, or wave regime? *Journal of Sedimentary Research*, 75, 67-81.
- Storms, J.E.A., Kroonenberg, S.B.,** 2007. The Impact of Rapid Sea Level Changes on Recent Azerbaijan Beach Ridges. *Journal of Coastal Research*, 23(2), 521-527.
- Stutz, M.L., Pilkey, O.H.,** 2011. Open-Ocean Barrier Islands : Global Influence of Climatic, Oceanographic, and Depositional Settings. *Journal of Coastal Research*, 207-222.
- Swift, D.J.P.,** 1975. Barrier-island genesis: evidence from the central atlantic shelf, eastern U.S.A. *Sedimentary Geology*, 14(1), 1-43.
- Syvitski, J.P.M.,** 1989. On the deposition of sediment within glacier-influenced fjords: Oceanographic controls. *Marine Geology*, 85(2-4), 301-329.
- Tamura, T.,** 2012. Beach ridges and prograded beach deposits as palaeoenvironment records. *Earth-Science Reviews*, 114(3-4), 279-297.
- Tamura, T., Murakami, F., Nanayama, F., Watanabe, K., Saito, Y.,** 2008. Ground-penetrating radar profiles of Holocene raised-beach deposits in the Kujukuri strand plain, Pacific coast of eastern Japan. *Marine Geology*, 248(1-2), 11-27.
- Tanner, W.F.,** 1988. Beach ridge data and sea level history from the Americas. *Journal of Coastal Research*, 4, 81-91.
- Tanner, W.F.,** 1995. Origin of beach ridges and swales. *Marine Geology*, 129(1-2), 149-161.
- Tanner, W.F.,** 1996. Origin of beach ridges: Reply. *Marine Geology*, 136(1-2), 127-130.
- Tanner, W.F., Stapor, F.W.,** 1971. Tabasco beach ridge plain: an eroding coast. *Transaction Gulf Coast Association of Geological Societies* 21, 231-232.
- Taylor, M.J., Stone, G.W.,** 1996. Beach-ridges: a review. *Journal of Coastal Research*, 12, 612-621.
- Thom, B.G.,** 1964. Origin of sand beach-ridges. *Australian Journal of Science*, 26, 351-352.
- Thom, B.G.,** 1984. Sand barriers in eastern Australia — a case study. B.G. Thom (Ed.), *Coastal Geomorphology in Australia*, Academic Press 233-261.
- Thompson, T.A.,** 1992. Beach ridges development and lake-level variation in southern Lake Michigan. *Sedimentary Geology*, 80, 305-318.
- Thompson, T.A., Baedke, S.J.,** 1995. Beach-ridge development in Lake Michigan: shoreline behavior in response to quasi-periodic lake-level events. *Marine Geology*, 129(1-2), 163-174.
- Timmons, E.a., Rodriguez, A.B., Mattheus, C.R., DeWitt, R.,** 2010. Transition of a regressive to a transgressive barrier island due to back-barrier erosion, increased storminess, and low sediment supply: Bogue Banks, North Carolina, USA. *Marine Geology*, 278(1-4), 100-114.
- Umitsu, M., Tanavud, C., Patanakanog, B.,** 2007. Effects of landforms on tsunami flow in the plains of Banda Aceh, Indonesia, and Nam Khem, Thailand. *Marine Geology*, 242(1-3), 141-153.
- van Heteren, S., Huntley, D.J., van de Plassche, O., Lubberts, R.K.,** 2000. Optical dating of dune sand for the study of sea-level change. *Geology*, 28(5), 411-414.
- Zenkovich, V.P.,** 1967. *Processes of Coastal Development*. Wiley-Interscience, N.Y., pp. 738.

Chapitre II - L'ARCHIPEL DE SAINT-PIERRE- ET-MIQUELON



Chapitre II - L'archipel de Saint-Pierre-et-Miquelon	67
II-1. Présentation de l'archipel	69
II-2. Contexte géologique	70
II-2.1. Les ensembles géologiques.....	70
II-2.2. Le retrait de l'inlandsis Laurentien	71
II-2.3. Les dépôts quaternaires.....	72
II-2.4. La tectonique actuelle.....	74
II-2.5. Les mouvements verticaux actuels.....	74
II-3. L'évolution du niveau relatif de la mer depuis le dernier maximum glaciaire	75
II-3.1. Le RSL depuis 14 000 ans	75
II-3.2. Les variations récentes du RSL, depuis le début du XX ^e S.....	77
II-4. Les conditions météo-marines actuelles.....	79
II-4.1. La météorologie	79
II-4.2. Les conditions hydrodynamiques à la côte	81
II-4-2.a La marée	81
II-4-2.b Les courants hors de la zone de déferlement	81
II-4-2.c La houle.....	81
II-5. L'isthme de Miquelon-Langlade.....	83
II-5.1. Les entités morphologiques.....	83
II-5.2. Connaissances sur l'isthme	85
II-5-2.a Le littoral et l'avant-côte	85
II-5-2.b Simulation de la propagation de la houle sur la façade Ouest.....	87
II-5-2.c Le transport sédimentaire	87
II-5-2.d 1 ^{ère} hypothèse de la construction de l'isthme.....	89
Références.....	91

Chapitre II -

L'archipel de Saint-Pierre-et-Miquelon

II-1. Présentation de l'archipel

L'archipel de Saint-Pierre-et-Miquelon est un territoire d'Outre-mer français qui marque la présence de la France en Amérique du Nord. Cet archipel se localise à l'embouchure du Golfe du Saint-Laurent le long de la côte méridionale de Terre-Neuve (Canada), légèrement à l'Ouest de la péninsule de Burin et à l'entrée de la baie de Fortune (Fig. II-1.A). Les côtes voisines de Terre-Neuve sont distantes de seulement 25 km à l'est et 50 km au nord de l'archipel. La façade ouest est plus éloignée des côtes canadiennes (280 km de la Nouvelle-Ecosse) et le secteur sud est totalement ouvert sur l'océan Atlantique. Cet archipel est le sommet émergé d'un haut-fond nommé "le banc de Miquelon", bordé par différents chenaux (Aubert de la Rüe, 1951) dont la profondeur moyenne se situe autour de 140 m (Fig. II-1.B).

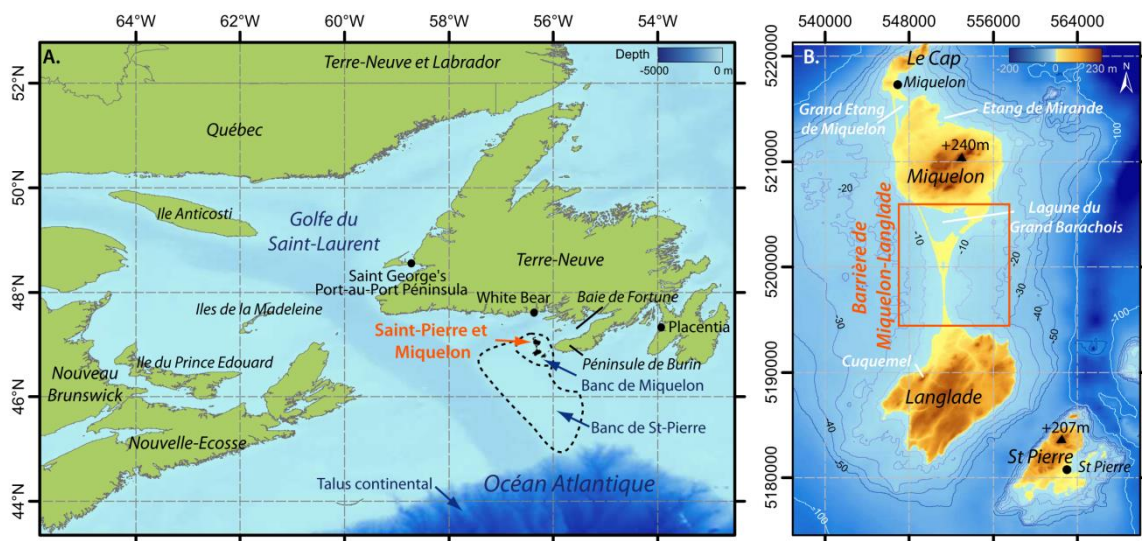


Figure II-1 : A) Localisation de l'Archipel de Saint-Pierre-et-Miquelon dans le Golfe du Saint-Laurent, Canada Atlantique (Coordonnées en degrés, système WGS-84). B) Carte topo-bathymétrique de l'Archipel de Saint-Pierre-et-Miquelon (BD Alti © IGN, Bathymétrie 1/80 000 issue du Service Hydrographique du Canada (Cuq et al., 1999), coordonnées planimétriques UTM-21N)

L'archipel s'étend sur une superficie de 242 km² (en considérant les eaux intérieures). Il est composé de plusieurs îles, dont les principales sont les îles de Saint-Pierre (25 km²) et Miquelon-Langlade (205 km² ; Fig. II-1.B), ainsi que de nombreux îlots non habités qui émergent de l'eau. Ces îles culminent respectivement à + 207 m (*Le Trépied*) et + 240 m (*Morne de la Grande Montagne*) (Fig. II-1.B). L'île de Miquelon-Langlade est le rattachement de trois anciennes îles voisines, Langlade au Sud, Miquelon au centre et le Cap au nord, qui ont été connectées par des barrières de galets et de sables. Les phases finales des différents rattachements sont récentes et se seraient produites au

Pierre' localisé sur l'île de Saint-Pierre, les îlots environnements ainsi que l'île de Miquelon (dont la moitié Nord est recouverte de dépôts quaternaires, [Fig. II-2](#));

2) un ensemble métamorphique nommé le 'groupe du Cap de Miquelon', recoupé par des plutons granodioritiques et dioritiques. Il affleure exclusivement dans la partie nord de l'île de Miquelon au niveau de la presqu'île du Cap et est en contact faillé avec le 'groupe de Saint-Pierre';

3) un ensemble de roches sédimentaires localisé sur l'île de Langlade, qui représentent 80 % du pourtour de l'île (côtes abruptes), faiblement déformé dont la base est attribuée au Protérozoïque terminal et le toit daté du Cambrien moyen ([Fig. II-2](#));

4) un quatrième ensemble, volcanique et volcano-clastique, repose en discordance sur l'unité précédente et est rapporté au Dévono-Carbonifère ([Fig. II-2](#)).

L'archipel de Saint-Pierre-et-Miquelon comprend des terrains sédimentaires, métamorphiques, volcaniques et intrusifs ainsi qu'une grande diversité de minéraux (métalliques ou non) ce qui a valu à cet archipel d'être nommé par plusieurs auteurs, notamment [Aubert de la Rüe \(1951\)](#) et [Dubois \(2010\)](#), comme étant un « *musée géologique naturel* ».

II-2.2. Le retrait de l'inlandsis Laurentien

Lors du dernier maximum glaciaire (*Late Glacial Maximum*, LGM ; 23 000 – 19 000 ans cal. BP selon [Mix et al. \(2001\)](#); [Shakun and Carlson \(2010\)](#) voire avec une initiation plus précoce vers 26 500 ans BP selon [Peltier and Fairbanks \(2006\)](#)), le lobe Québécois de l'inlandsis Laurentien a recouvert l'ensemble des régions canadiennes et du Golfe du Saint-Laurent ([Fig. II-3](#)). Cette calotte atteint des épaisseurs allant jusqu'à 1000 à 2000 m d'épaisseur ([Dyke et al., 2002](#)). Au LGM, la langue du glacier provenant de Terre-Neuve se prolonge jusqu'à ~150-200 km de sa côte méridionale, recouvrant ainsi l'Archipel de Saint-Pierre-et-Miquelon ([Fig. II-3.1](#)).

Le modèle conceptuel de déglaciation au niveau du Canada Atlantique de [Shaw et al. \(2006\)](#) met en évidence les phases de retrait de la calotte entre 20 et 12 000 ans BP sur l'ensemble du Golfe du Saint-Laurent et des territoires canadiens qui l'entourent (Nouvelle Ecosse, Nouveau Brunswick, Québec, Terre-Neuve, [Fig. II-3](#)). À partir de 18 000 ans BP la fonte et le retrait de ce glacier s'amorcent ([Fig. II-3.2](#)). Ce retrait commence par le sud-ouest de la Nouvelle Ecosse (16 000 ans BP ; [Fig. II-3.3](#)), puis libère progressivement le chenal du Saint-Laurent (14-13 000 ans BP ; [Fig. II-3.4](#)). À partir de 12 000 ans BP, les régions canadiennes se libèrent et la glace forme des lobes individualisés, comme ceux présents sur l'est de la Nouvelle Ecosse et sur la majeure partie de Terre-Neuve ([Dyke et al., 2002](#); [2006](#)). C'est également à cette période que les îles de l'Archipel de Saint-Pierre-et-Miquelon auraient été libérées des glaces ([Fig. II-3](#)).

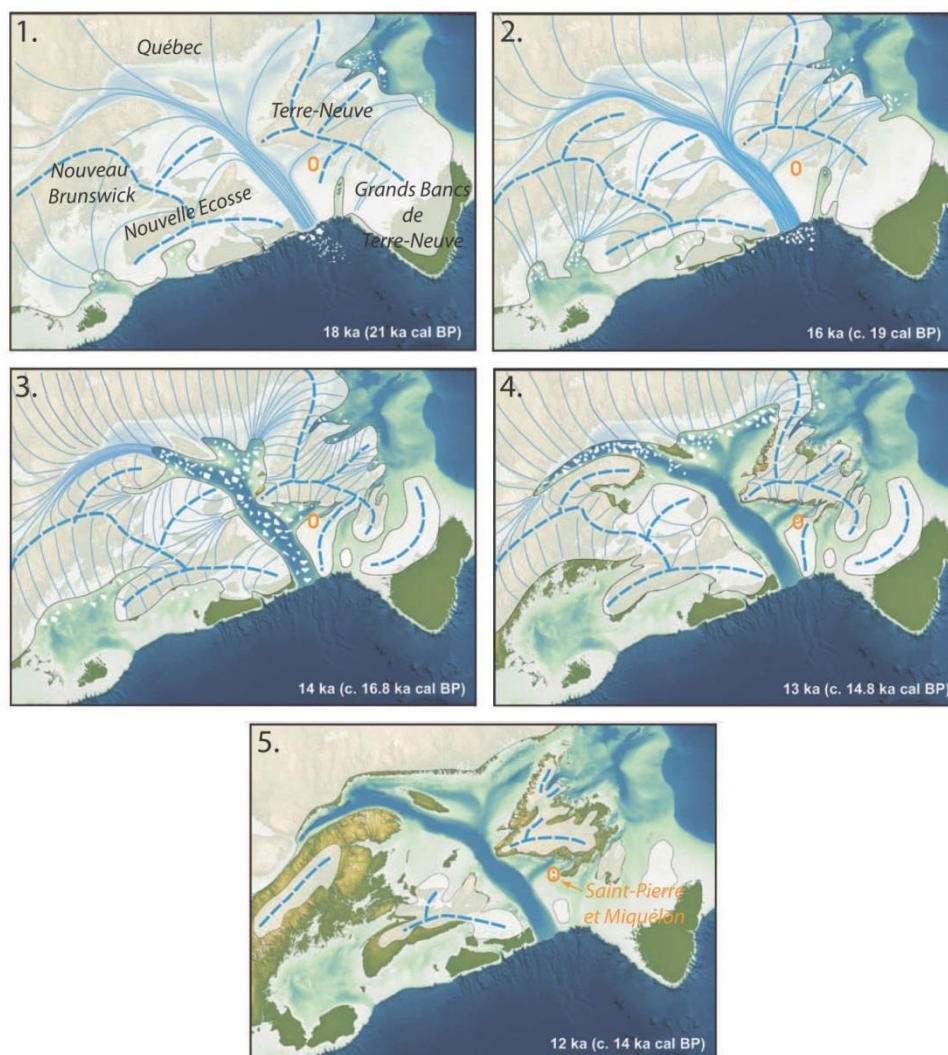
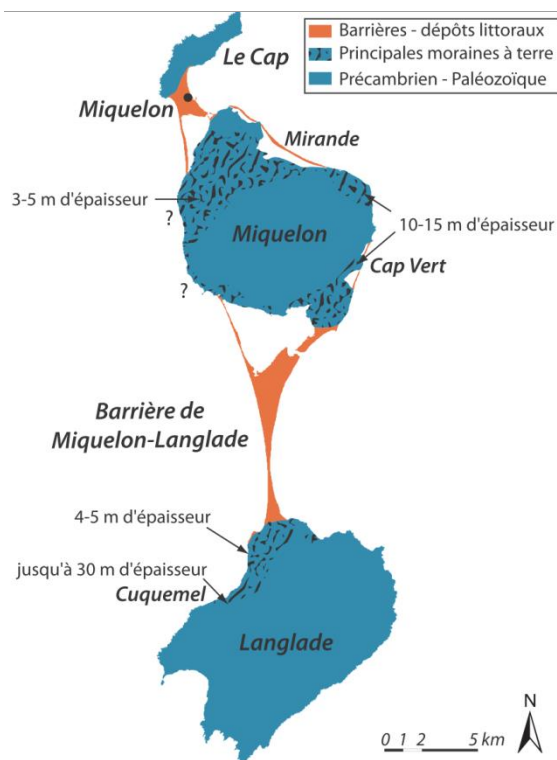


Figure II-3 : Modèle de déglaciation (en 5 étapes) du lobe du Québec de l'Inlandsis Laurentien au niveau du Golfe du Saint-Laurent depuis le dernier maximum glaciaire jusqu'à 12 000 ans BP (Shaw et al., 2006). L'Archipel de Saint-Pierre-et-Miquelon est localisé sur les cartes par le figuré orange.

II-2.3. Les dépôts quaternaires

La configuration moutonnée des mornes, parsemés de blocs erratiques jusque sur leurs sommets, les nombreux étangs, ainsi que les abondants dépôts morainiques sont les signes du passage de la calotte glaciaire (l'inlandsis Laurentien) sur l'archipel. Son passage a imprimé sur tout le territoire une physionomie glaciaire bien caractéristique. Les dépôts quaternaires des îles de Miquelon et de Langlade, le site d'étude, peuvent être répartis en trois catégories : 1) les dépôts glaciaires pléistocènes (moraines ; Figs. II-4 et II-5) ; 2) les dépôts de tourbes, qui recouvrent une grande partie du sol de ces îles ; et 3) des dépôts sédimentaires de sables et de galets sur le littoral, comme l'atteste la présence de nombreuses barrières littorales autour de l'archipel (Fig. II-4 zones orange) tel que l'isthme de Miquelon-Langlade (§ II-1.b).



← Figure II-4 : Localisation des dépôts de moraines à terre (d'après les travaux d'Aubert de la Rüe, 1951) et des dépôts sédimentaires littoraux sur l'île de Miquelon-Langlade.

Les dépôts de moraines liés à la fonte du glacier (similaire à ceux du front polaire actuel) s'étalent sur les parties plates et unies des îles ont généralement une épaisseur de 3 à 5 mètres, toutefois ces dépôts peuvent être localement beaucoup plus épais et atteindre 10 m, comme à l'est de Miquelon près de l'étang de Mirande (Fig. II-4), voire jusqu'à 30 m d'épaisseur dans la zone de Cuquemel à l'ouest de Langlade (Aubert de la Rüe, 1951). Elle forme autour de Miquelon une ceinture discontinue et parfois disposée en buttes allongées

parallèles à la côte. Les plateformes d'abrasion marine, parsemées de blocs erratiques observés au large des côtes des îles, montrent que l'extension des dépôts glaciaires a été beaucoup plus importante qu'elle ne l'est de nos jours (Aubert de la Rüe, 1951). Soumises à l'action des vagues, ces formations littorales sont depuis plusieurs milliers d'années, et encore aujourd'hui, en érosion et présentent un front escarpé (Fig. II-5). Le démantèlement de ces moraines constitue la principale source sédimentaire qui alimente les dépôts d'avant-côte et qui a permis, après remaniement, la formation des barrières littorales (mixtes constituées de sables et de galets) autour des côtes de l'archipel (Fig. II-4).

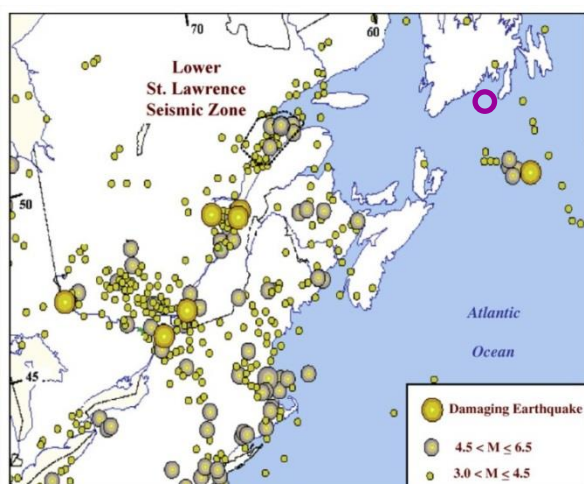


Figure II-5 : Photographies de front de moraines en érosion sur les côtes des îles de Miquelon (à gauche) et Langlade (à droite).

Le sol acide et souvent marécageux qui recouvre toutes les formations est constitué de grandes étendues de mousses, sphaignes et cladonies et parsemé de flaques et d'étangs d'eaux brunâtres à rougeâtres (chargées d'hydroxyde de fer et de manganèse) (Aubert de la Rüe, 1951). Presque partout le sol des îles est plus ou moins tourbeux même sur certaines zones littorales comme l'isthme de Miquelon-Langlade.

II-2.4. La tectonique actuelle

Actuellement l'activité tectonique à l'est du Canada est faible (Fig. II-6) et cette zone est caractérisée comme stable (<http://www.seismescanada.rncan.gc.ca>). La zone la plus proche de l'Archipel de Saint-Pierre-et-Miquelon qui présente une activité sismique significative se localise à plus de 200 km vers le sud-ouest, au niveau du talus laurentien (Fig. II-6 Lamontagne et al., 2003; dans Koohzare et al., 2008). Bien que les épicentres sismiques majeurs soient assez éloignés de l'archipel, celui-ci n'est pas totalement à l'abri de répercussions suite à des événements de grande



ampleur. En effet, en 1929 un séisme de magnitude 7.2 dont l'épicentre se localisait sur le talus laurentien, provoqua un tsunami qui atteignit la péninsule de Burin (voisine de l'archipel), composé de 3 vagues de plus de 15 m de haut frappant la côte à environ 100 km/hr.

← Figure II-6 : Carte de l'activité sismique à l'est du Canada (Lamontagne et al., 2003, in Koohzare et al., 2008), le cercle violet localise l'archipel.

II-2.5. Les mouvements verticaux actuels

Les mouvements verticaux de la croûte terrestre au niveau de l'Amérique du Nord présentent une grande variabilité spatiale. La quantification de ces ajustements de la croûte est possible grâce aux résultats issus de modèles numériques (Peltier, 2004; Koohzare et al., 2008) ainsi que d'observations GPS (Sella et al., 2007) (Fig. II-7). Ainsi on constate qu'actuellement le centre du Canada subit une remontée de la croûte terrestre, pouvant dépasser + 10 mm/an (Fig. II-7), alors que les bordures subissent un enfoncement compris entre 0 et - 4 mm/an.

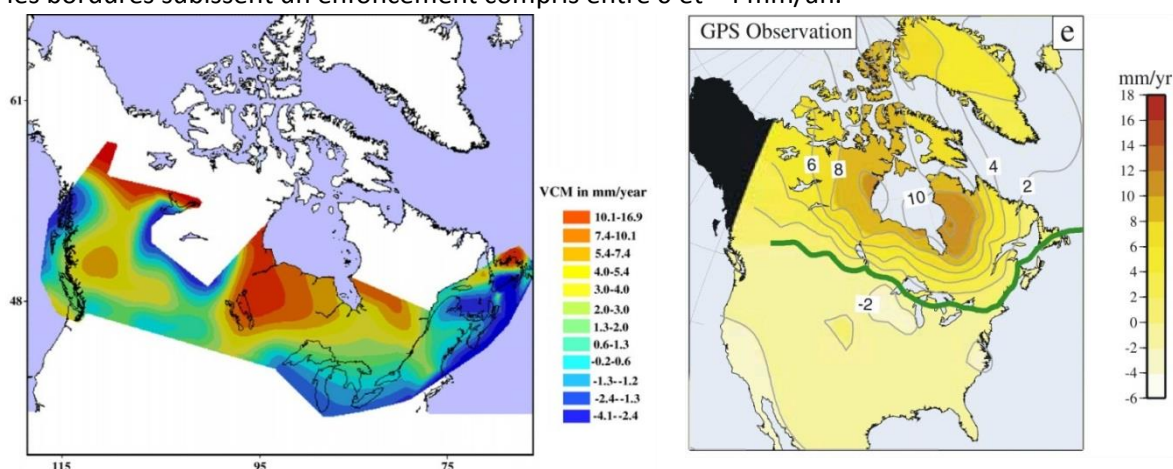


Figure II-7 : Cartes de la variation crustale au Canada issue de modèle numérique (à gauche ; Koohzare et al., 2008) et résultant des observations de stations GPS (à droite ; Sella et al., 2007), la ligne verte représente la limite entre les zones où la croûte se soulève (au nord, valeurs positives) et où elle s'enfonce (valeurs négatives).

A plus fine échelle, la quantification des ajustements de la croûte est possible grâce à des stations GPS fixes et à l'enregistrement de données de positionnement verticales (variation verticale de la hauteur, VH). Bien que leurs informations soient très précises, les séries de données enregistrées par les stations GPS dépassent rarement 10 ans (technologie récente; base de données SONEL (<http://www.sonel.org/>)). Les variations de hauteurs proches de notre zone d'étude présentent un gradient nord-sud d'enfoncement de la croûte avec des valeurs de VH de -0.10 ± 0.15 mm/an pour St John's (sud-est de Terre-Neuve), -0.80 ± 0.31 mm/an pour Shediac (est de Nouveau Brunswick) et -1.31 ± 0.18 mm/an pour Halifax (sud de Nouvelle Ecosse) (Tab. II-1 et Fig. II-9 pour leur représentation spatiale). L'ensemble de ces données permet de caractériser notre zone d'étude comme présentant actuellement des **mouvements verticaux négatifs (enfoncement) de faible amplitude** (entre -0,1 et -1,3 mm/an).

Station GPS	Période	VH (mm)
Halifax (NE)	2003-2011	-1.31 ± 0.18
Shediac (NB)	2006-2011	-0.80 ± 0.31
St John's (TN)	1994-2011	-0.10 ± 0.15

← Tableau II-1 : Variation verticale de hauteur (VH en mm) issues de station GPS d'Halifax (NE), Shediac (NB) et St John's (TN), (database SONEL).

II-3. L'évolution du niveau relatif de la mer depuis le dernier maximum glaciaire

L'évolution relative du niveau de la mer (RSL, *Relative Sea Level*) est le résultat de l'action combiné de plusieurs paramètres comprenant l'eustatisme, les mouvements verticaux de la croûte terrestre, la tectonique, et des paramètres locaux comme la sédimentation, qui contribuent simultanément aux mouvements de la surface des océans ainsi que celui des terres. De par l'action de ces différents paramètres, le RSL présente de fortes **variations spatiales et temporelles** notamment dans les régions paraglaciaires (Chap. I-1-2).

II-3.1. Le RSL depuis 14 000 ans

Les différentes reconstructions des variations du RSL depuis le retrait de la calotte, il y a 14 000 ans, à Terre-Neuve montrent des tendances très différentes spatialement (Fig. I-15 et Fig. II-8A). Cette disparité spatiale est fonction du réajustement glacio-isostatique de la croûte et de l'évolution au cours du temps de la limite périphérique entre les zones émergentes et subsidentes. En effet, le Nord de l'île de Terre-Neuve est caractérisé par une chute continue du RSL qui montre l'émergence de cette zone (Fig. II-8A, Type A) alors que le centre et le sud de Terre-Neuve sont caractérisés par une phase d'émergence (chute du RSL) puis de subsidence (augmentation du RSL ; Fig. II-8A, Type B).

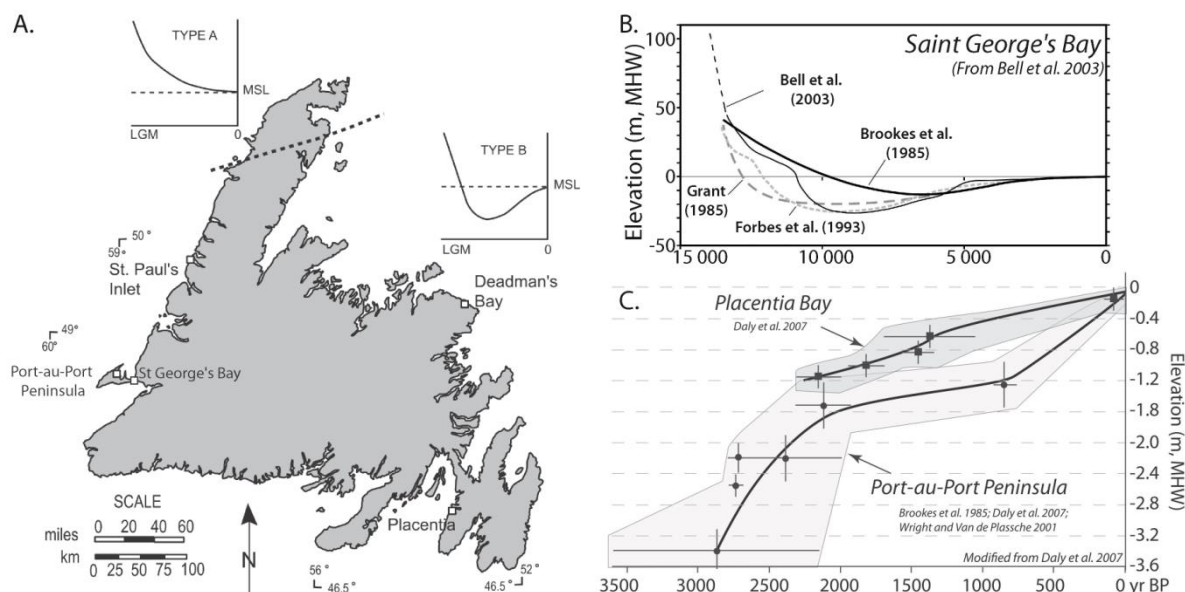


Figure II-8 : A) Répartition spatiale des tendances de l'évolution relative du niveau de la mer (RSL) à Terre-Neuve depuis le dernier maximum glaciaire (LGM) comprenant au nord des zones exclusivement émergentes et au centre et au sud des zones initialement émergentes puis subsidentes (modifiée depuis Daly et al., 2007). La ligne en pointillée marque la limite actuelle approximative entre les zones émergentes ou subsidentes. B) Évolution du RSL à Saint George's Bay depuis les derniers 13 700 ans, d'après Brookes et al. (1985), (Grant, 1987), Forbes et al. (1993) et Bell et al. (2003). C) RSL à Placentia Bay (Daly et al., 2007) et Port-au-Port Peninsula/St George's Bay (Brookes et al., 1985; Wright and Van de Plassche, 2001; Daly et al., 2007), au sud de Terre-Neuve au cours des derniers 3000 ans.

La courbe la plus proche de l'Archipel de Saint-Pierre-et-Miquelon est celle réalisée à Saint George's Bay (Fig. II-8B) au sud-ouest de Terre-Neuve. Cette zone située au nord-ouest de l'archipel (~270 km, Fig. II-1) aurait été libérée des glaces vers 13 700 ans BP (Forbes et al., 1993; Bell et al., 2003), voir un peu plus précocement que les îles de Saint-Pierre-et-Miquelon. Même si cette courbe ne correspond pas exactement, elle reste la plus représentative de l'évolution du RSL pour la zone d'étude sur cette période.

Quatre grandes périodes de l'évolution du RSL peuvent être distinguées (Fig. II-8):

- 1) **13 700 - 10 500 ans BP**: une chute rapide du RSL liée au rebond glacio-isostatique, faisant varier le niveau moyen de + 40 m à environ - 25 m par rapport au niveau actuel du RSL (soit un taux moyen de - 20,3 mm/an);
- 2) **10 500 - 8000 ans BP** : une période de stagnation du RSL estimée à -25 m pour Saint George's Bay et à - 23 m pour White Bear Bay (Fig. II-1) (Bell et al., 2003), expliquée par un rattrapage de la composante eustatique (le niveau marin remonte) sur le rebond;
- 3) **8000 - 3000 ans BP**: une augmentation rapide du RSL, faisant varier le niveau moyen de - 25 m à -3 m (soit un taux moyen de + 4,4 mm/an) lorsque la composante eustatique positive devient dominante;

- 4) **3000 - 0 ans BP** : une augmentation plus modérée du RSL de -3 m jusqu'au niveau actuel. Cette période plus finement documentée (Brookes and Stevens, 1985; Wright and Van de Plassche, 2001; Daly et al., 2007; Fig II-7.C) grâce à l'analyse et la datation de tourbes (à Port-au-Port Peninsula ; Fig. II-1A), permet de mettre en évidence une période d'augmentation (3000-2000 ans BP ; de l'ordre de + 1,5 à 2 mm/an) suivi d'un ralentissement (2000-1000 ans BP ; inférieur à + 0,4 mm/an) puis d'une ré-accélération (1000-0 ans BP ; de l'ordre de + 1 à 1,2 mm/an) du taux de remontée du niveau de la mer Fig. II-8C.

II-3.2. Les variations récentes du RSL, depuis le début du XX^eS

Les variations récentes du RSL peuvent être extraites des enregistrements marégraphiques moyen terme (plusieurs décennies à un siècle ; (Meyssignac and Cazenave, 2012)). Le marégraphe installé à Saint-Pierre ne peut être utilisé pour appréhender l'évolution du RSL car sa série est trop courte (enregistrement depuis 2012 ; <http://www.sonel.org/> ou <http://refmar.shom.fr/fr/SAINT-PIERRE-ET-MIQUELON>). Cependant, plusieurs stations de mesure sont présentes dans la région Est Canada (Permanent Service for Mean Sea Level, <http://www.psmsl.org/data/>) permettant ainsi d'obtenir des informations sur l'évolution du RSL depuis plusieurs décennies (Figs. II-9, II-10 ; Tab. II-2).

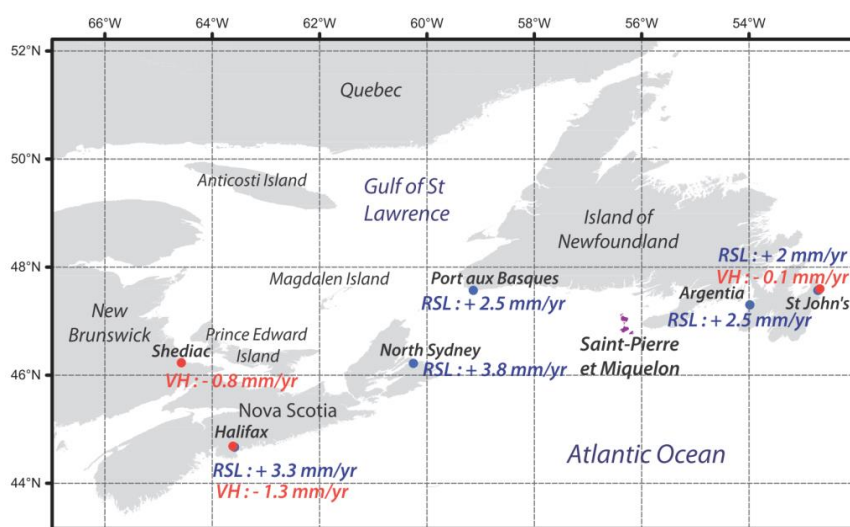


Figure II-9 : Localisation des stations marégraphiques (en bleu) et GPS (en rouge) proche de l'Archipel de Saint-Pierre-et-Miquelon ainsi que les valeurs de variation relative du niveau de la mer (RSL) (Tab. II-2) et les variations de hauteur des stations GPS terrestres (VH ; Tab. II-1). (Database PSMSL et SONEL)

Les données de 5 stations proches de l'archipel montrent une tendance commune à l'augmentation du niveau relatif de la mer sur les dernières décennies comprise entre + 2,0 et 3,8 mm/an. Toutefois des variabilités intra (fonction de la durée de la série) et inter-site (variations spatiales) existent (Fig. II-9, Tab. II-2). En observant ces résultats, on constate que les deux stations les plus proches de l'archipel (Port aux Basques à l'ouest (Fig. II-10) et Argentia à l'est) ont des

tendances très proches. Ainsi on peut émettre **l'hypothèse que les variations du RSL au niveau de l'archipel sur les 40 dernières années sont elles aussi de l'ordre de + 2.5 mm/an.**

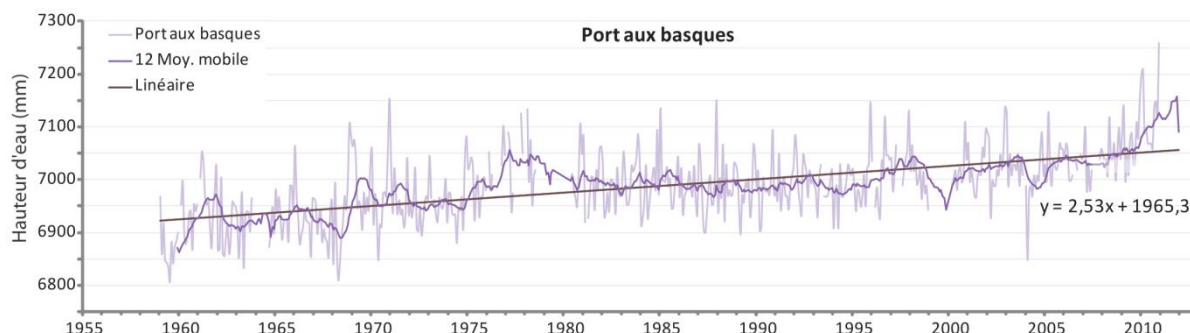


Figure II-10 : Courbe marégraphique à Port-Aux-Basques entre 1959 et 2011 (les données brutes et la moyenne mobile sur 12 mois mettent en évidence les variabilités saisonnières et pluriannuelles ; la relation linéaire met en évidence l'augmentation du niveau de base de l'ordre de + 2.5 mm/an sur la période; database PSMSL).

Au niveau de l'Archipel de Saint-Pierre-et-Miquelon les paramètres majeurs influents sur le RSL sont l'eustatisme (les variations du niveau de la mer) et l'isostasie (l'ajustement de la croûte continentale). En soustrayant les données marégraphiques (RSL) et GPS (les mouvements verticaux) des stations d'Halifax et de St John's (Tab. II-1, II-2), on constate que la résultante (assimilable à l'eustatisme) est quasiment identique pour ces deux stations et de l'ordre de 1.9 à 2 mm/an. C'est résultats sont en accord avec la tendance mondiale qui est estimée à $+ 1.8 \pm 0.5$ mm/an (Meyssignac and Cazenave, 2012). En considérant ces résultats on peut estimer que les variations liées à l'eustatisme pour l'Archipel de Saint-Pierre-et-Miquelon sont les mêmes que celles de ses voisines Halifax et St John's, c'est-à-dire 1.9 à 2 mm/an, ce qui induirait un mouvement vertical négatif (enfouissement) de la croûte terrestre pour l'archipel d'environ $- 0.5$ à -0.6 mm/an

Station	Période	RSL (mm/an)	
		Série entière	1972 à 2011
Halifax (NS)	1920-2011	3.3	2.6
North Sydney (NS)	1971-2011	3.8	3.8
Port aux Basques (NF)	1959-2011	2.5	2.1/2.5
Argentia (NF)	1972-2011	2.4	2.4/2.5
St John's (NF)	1957-2011	2.0	2.6/2.3

Tableau II-2 : Évolution du niveau de la mer relatif pour Halifax (NS), North Sydney (NS), Port aux Basques (NF), Argentia (NF) et St John's (NF) pour les séries entières des marégraphes et sur la période 1972-2011.

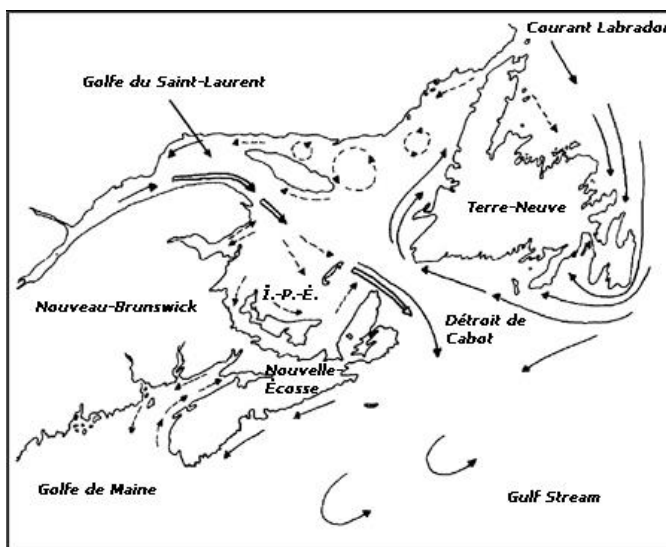
En conclusion, l'augmentation relative du niveau de la mer à Saint-Pierre-et-Miquelon depuis le milieu du XX^{ème} siècle est **estimé à + 2.5 mm/an. Il se répartirait entre les composantes eustatique et isostatique, la composante tectonique est considérée comme négligeable.** Les estimations pour chacune des composantes seraient d'environ **+ 2 mm/an pour l'eustatisme et + 0.5 mm/an pour l'isostasie.** Toutefois ces chiffres sont à considérer comme indicatifs au vu des données régionales, et nécessitent des mesures in-situ (données issues de stations GPS et marégraphique décennales à pluri-décennales) sur l'archipel.

II-4. Les conditions météo-marines actuelles

II-4.1. La météorologie

Le climat de l'Archipel de Saint-Pierre-et-Miquelon est rigoureux, de type océanique froid et humide. Il est influencé par les masses d'air polaire continental des régions arctiques ainsi que par le courant du Labrador qui entoure les eaux de l'archipel et qui achemine les eaux froides des régions arctiques vers le centre de l'Atlantique (Fig. II-11).

Figure II-11 : Cartes des courants au niveau du Golfe du Saint-Laurent (<http://www.ec.gc.ca>) →



Sur l'archipel, les précipitations moyennes annuelles sont de l'ordre de 1330 mm (*données météorologique Météo France entre 1981 et 2012*). Les températures mensuelles moyennes varient entre -6.4°C pour les valeurs minimum du mois le plus rude (Février) à +18.9°C pour les maximums du mois le plus chaud (Août). L'archipel est recouvert de neige plusieurs mois dans l'année, en moyenne 90 jours de chute de neige par hiver (Fig. II-12). Lorsque les gelées deviennent assez prononcées, elles durcissent la surface des tourbières et font geler les étangs, comme la lagune du Grand Barachois. Ces conditions climatiques hivernales peuvent faciliter la formation de glace au pied des dunes.

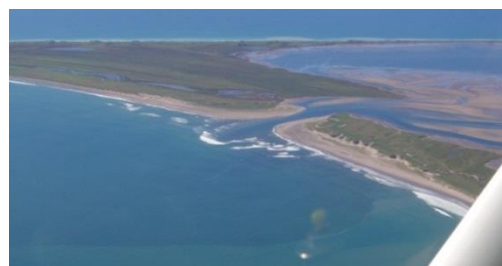


Figure II-12: Photographies aériennes du nord de l'isthme de Miquelon-Langlade, vue sur l'embouchure du Goulet ainsi que la lagune du Grand Barachois, recouvert de neige en hiver à gauche et recouvert de prairies en été à droite (clichés : R. Etcheberry à gauche & N. ROBIN à droite).

Le vent et les vagues sont contrôlés par la dynamique des masses d'air, principalement les dépressions qui circulent en Atlantique Nord (Fig. II-13). Celles-ci remontent le long de la côte Est des États-Unis, passe au-dessus de l'archipel (comme le montre la Fig. II-13), pour ensuite traverser l'océan Atlantique en direction du nord de l'Europe.

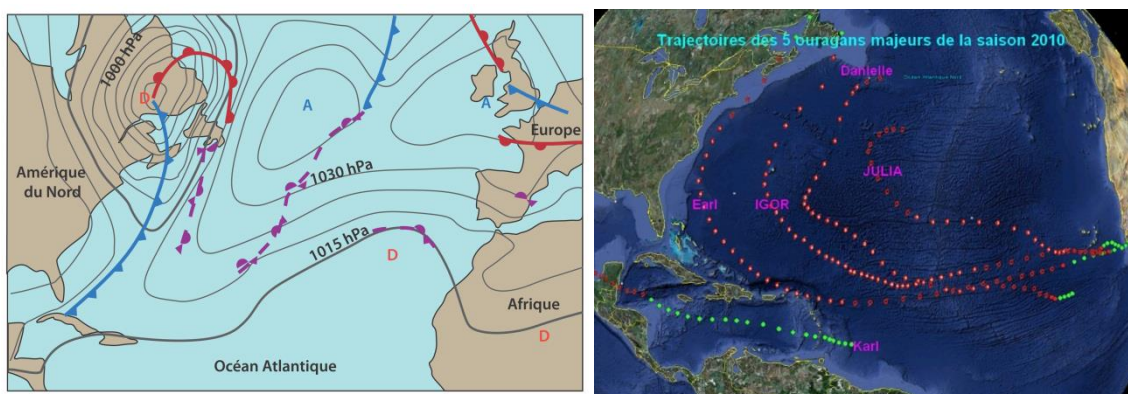


Figure II-13 : A. Carte des fronts et isobares sur l'Atlantique Nord (exemple d'une dépression (D) qui remonte le long de la côte est des États-Unis, passant par Saint-Pierre-et-Miquelon ; Météo France le 28/11/2013). B. Trajectoire de 5 ouragans majeurs en 2010 traversant l'Atlantique et remontant le long de la façade est des États-Unis (Météo France ; <http://www.meteofrance.fr/actualites?articleId=208267>).

Le vent est très présent sur l'archipel. Sa direction prédominante est le secteur ouest (Figs. II-13, II-14 ; SO à NO 50.8% du temps) pour une force moyenne (FFM : moyenne des vitesses de vents quotidienne entre 1998 et 2012, base de donnée Météo France) de l'ordre de 20 à 25 km/h (soit 6,2 m/s). Les vents de secteur est, bien que moins présents que ceux du secteur ouest, sont assez fréquents notamment lors des mois d'Avril-Mai (25-30 % des vents). La vitesse moyenne du vent suit une alternance saisonnière (Fig. II-14), avec des vitesses moyennes plus basses en été (15 km/h soit 4 m/s) qui doublent en hiver (30 km/h soit 8 m/s). De plus l'archipel est régulièrement touché par de fortes dépressions voire des queues de cyclones tropicaux (Fig. II-13), provoquant de très fortes rafales de vents. Par exemple, la queue de l'ouragan Leslie remontant le long de la côte est des États-Unis a frappé l'Archipel de Saint-Pierre-et-Miquelon (le 11/09/2012) avec des rafales de vents qui ont atteint 120 km/h (33.2 m/s).

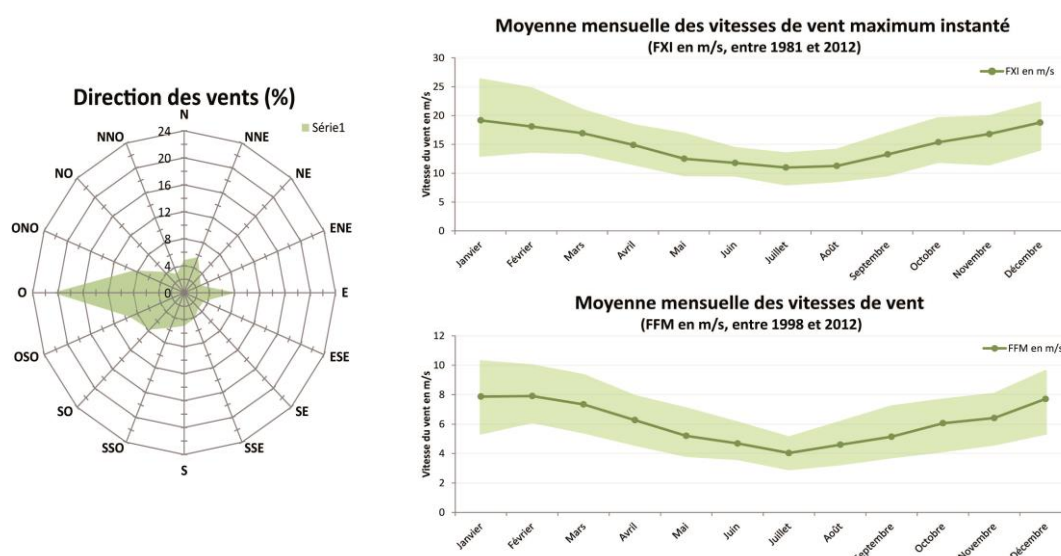


Figure II-14 : Moyenne mensuelle des vitesses de vent quotidienne (FFM, m/s entre 1998 et 2012) et maximum instantané (FXI, m/s entre 1981 et 2012, base de données de Météo France à Saint-Pierre).

II-4.2. Les conditions hydrodynamiques à la côte

II-4-2.a. La marée

La marée est de type semi-diurne avec une inégalité diurne (Fig. II-15), surtout visible en mortes eaux (les composantes principales sont les ondes M2 (lunaire semi-diurne) et S2 (solaire semi-diurne) ; (Rapport SEAMER 2006)). Le marnage moyen à Saint-Pierre est de 1,40 m (modèle du SHOM) qualifiant l'archipel d'environnement micro-tidal (marnage <2m). Le marnage maximum est estimé par ce même modèle de marée à 2,10 m et le niveau moyen déterminé par le SHOM (zéro hydrographique) est de 1,26 m au-dessus des plus basses mers.

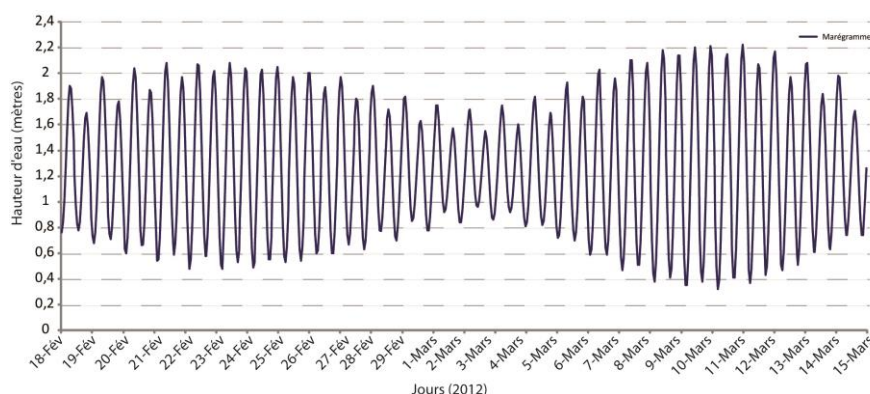


Figure II-15: Marégramme des hauteurs d'eau horaires à Saint-Pierre d'un cycle morte-eau vive-eau (Modèle du SHOM, du 16/02 au 13/03/2012).

II-4-2.b. Les courants hors de la zone de déferlement

L'orientation ou la vitesse des courants à proximité de l'isthme de Miquelon-Langlade sont peu (sur la façade ouest) voire non (sur la façade est) renseignés. Des mesures de courantologie ont été réalisées (à une cote de -17 m) lors d'une campagne d'acquisition de données pendant trois semaines en automne 2004, sur la façade ouest de l'isthme (Robin, 2007). Ce jeu de données a permis de caractériser les courants au large comme étant orientés vers la côte et ayant des vitesses <0,1 m/s 85% du temps, entre 0,1-0,15m/s 10% du temps, et de montrer que la vitesse maximale des courants n'a dépassé que très rarement 0.2 m/s durant cette campagne (Robin, 2007).

II-4-2.c. La houle

La localisation de l'archipel par rapport aux territoires canadiens avoisinant joue un rôle important en ce qui concerne l'exposition à la houle sur les deux façades maritimes de l'isthme. En effet la proximité de Terre Neuve à l'est et l'espace complètement ouvert à l'ouest sur la partie méridionale du Golfe du Saint-Laurent ainsi que sur l'Atlantique (Fig. II-1.B), induisent respectivement un fetch limité sur la façade est et illimité pour l'ouest. Cette différence entre les deux façades est illustrée sur la photographie aérienne ci-dessous (Fig. II-16), qui montre une façade agitée à l'ouest et un plan d'eau quasiment lisse sur la façade est au même moment (cliché 1978).



← Figure II-16 : Photo aérienne de 1978 (© IGN) du centre de l'isthme illustrant une côte agitée à l'ouest et un plan d'eau lisse sur la côte est.

Le climat de houle réel (mesuré et non issu de modèle numérique) sur l'archipel est connu grâce à la mise en place d'un houlographe près de l'île de Saint Pierre (46°42 N ; 56°11 W ; à 75 m de profondeur) depuis Novembre 2011 (CANDHIS (Centre d'Archivage National de Données de Houle In Situ)). Les statistiques sur les données de houles entre Novembre 2011 et Octobre 2012 (Fig. II-17, base de données CANDHIS-CETMEF) mettent en évidence des houles prédominantes d'orientation ouest à sud-ouest. La hauteur significative des houles moyennes ($H_s = H_{1/3}$, correspondant à la moyenne du tiers supérieur des hauteurs de vague) est de 1.8 m et sa période de pic moyenne est de 8.3 s. Environ 50% des $H_{1/3}$ sont compris entre 1 et 2 m d'amplitude et 82 % des $H_{1/3}$ est inférieur ou égal à 2.5 m (Fig. II-17). Plus de 10.6 % des H_{Max} (hauteur maximum des vagues, en mètre) sont supérieurs à 5 m et seulement 3 % sont supérieurs à 7 m. De fortes tempêtes associées à des hauteurs de vagues élevées, des surcotes et coïncidant avec de grandes marées peuvent occasionnellement submerger l'isthme (phénomène relaté en 1939 dans Aubert de la Rüe (1951)).

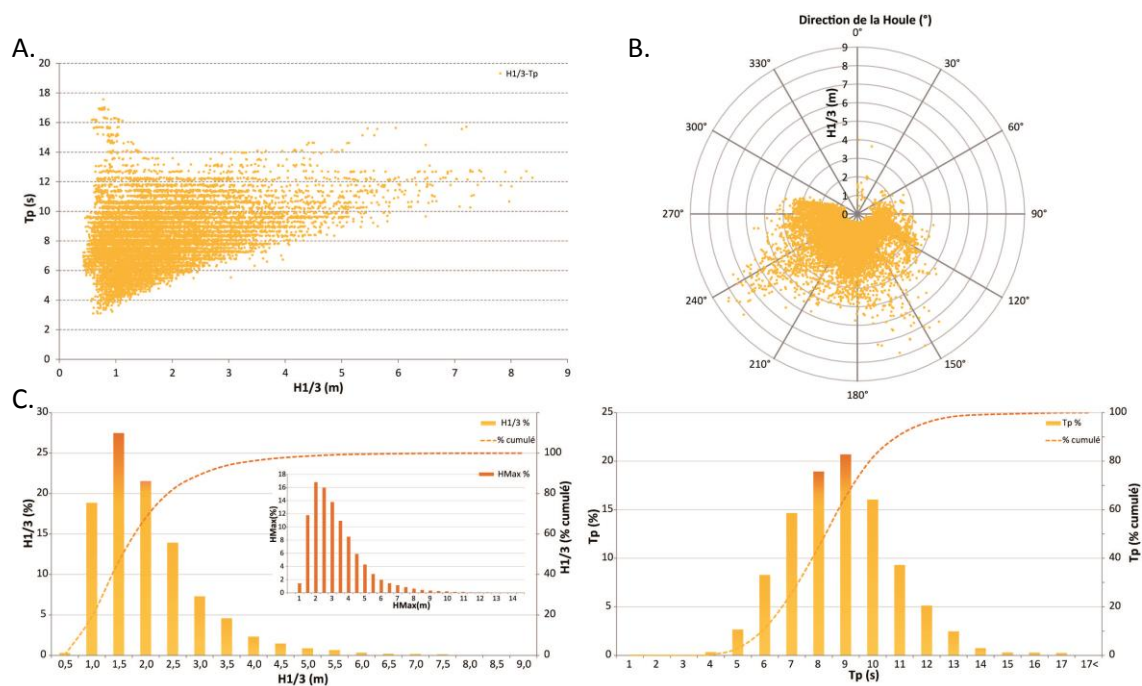
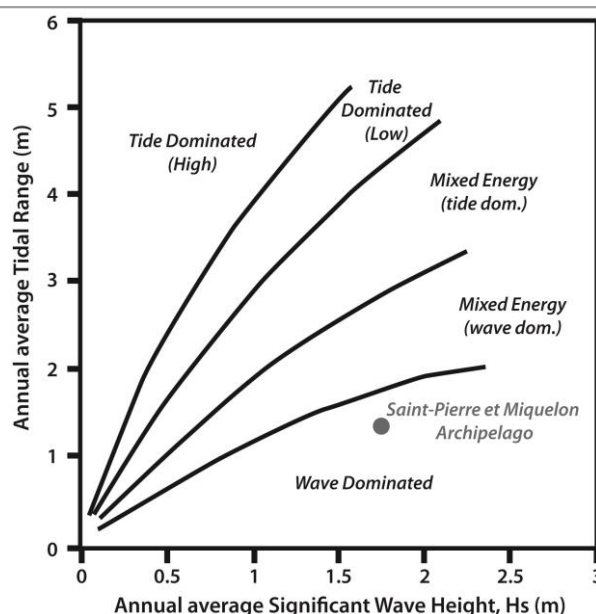


Figure II-17 : Statistique sur les données de houle à Saint-Pierre entre Nov. 2011 et Oct. 2012. A) Répartition des houles en fonction de la hauteur significative ($H_{1/3}$, m) et de la période des pics (T_p , s); B) Direction de la houle en fonction de leur hauteur significative; C) Pourcentages et pourcentages cumulés des Hauteur significatives, Hauteur maximum (H_{Max}) et Période de Pic (T_p) de la houle.

En se basant sur la classification des environnements littoraux de Hayes (1979), confrontant les paramètres hydrodynamiques moyens (marnage moyen annuel et la hauteur significative des vagues moyenne annuelle, H_s), l'Archipel de Saint-Pierre-et-Miquelon apparaît comme étant un environnement dominé par la houle (Fig. II-18).

Figure II-18 : La classification des environnements littoraux de Hayes (1979) en fonction des caractéristiques moyennes de houles et de marée. ➔



II-5. L'isthme de Miquelon-Langlade

II-5.1. Les entités morphologiques

L'isthme de Miquelon-Langlade est une **structure sédimentaire complexe de 12 km de long en forme de Y** (Fig. II-1 ; soit 11.6 km de linaire côtier pour la côte est et 12.3 km pour celui de la côte ouest) composé de galets, de graviers et de sables. Il peut être défini comme un tombolo double (Chap. I, § I-1-1.a), notamment à cause de sa double connexion au nord bordant la lagune du *Grand barachois*. Sa largeur varie entre 200 m, pour sa partie la plus fine au centre, jusqu'à 2.5 km, pour ses parties les plus larges au sud de la lagune (Fig. II-19).

La zone des **Buttereaux** (Fig. II-19) délimite la frontière ouest de la lagune qui s'étend sur 3.8 km de long (orientation NW-SE). Ces dépôts sableux de nature éolienne sont composés de systèmes dunaires végétalisés qui atteignent une largeur comprise entre 50 et 200 m et peuvent s'élever jusqu'à 15-20 m de hauteur. La partie nord-est de l'isthme est constituée d'une **flèche sableuse à têtes recourbées (La flèche des Cacaouis)**, délimitée par une **embouchure tidale (Le Goulet)**, qui permet une connexion entre la **lagune du Grand Barachois** et le milieu marin (Fig. II-19). Cette flèche s'étend sur 2.3 km suivant une orientation générale NE-SW et sa largeur varie entre 300 et 500 m. Des deltas tidaux sont présents de part et d'autre de l'embouchure tidale du Goulet : i) un delta de jusant peu développé contrôlé par la houle et les courants de jusant et ii) un delta de flot bien développé (2.5-3 km²) dans la lagune contrôlé par les courants de marée.

Au centre, l'isthme est formé principalement par une succession de **cordons littoraux (beach ridges)** qui forment une plaine de 5 km² et qui marquent les positions successives des anciennes lignes de rivages au cours du temps (Fig. II-19). Deux grands systèmes de cordons littoraux sont identifiés sur la partie centrale de l'isthme : un système concave vers la mer (crêtes en vert à l'est,

Fig. II-19) d'environ 1.3 km de large et un système en éventail (crêtes en orange à l'ouest) d'environ 450 m de large. Au sud, l'isthme est caractérisé par une succession de crêtes (orientation NW-SE) entremêlées de nombreux lacs d'eau douce ou saumâtres et dont une partie est recouverte par des dépôts éoliens atteignant 10-15 m de hauteur.

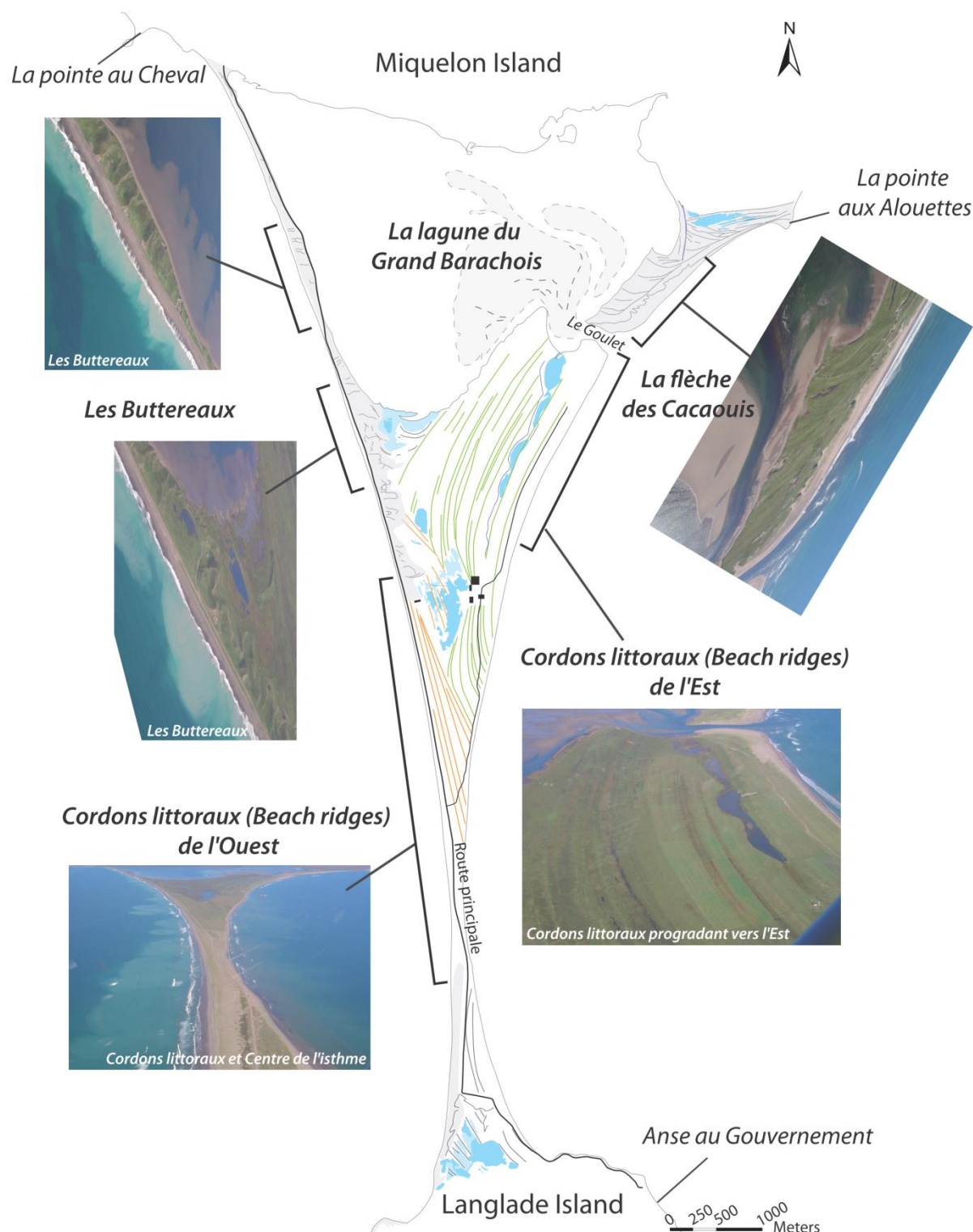


Figure II-19 : Présentation des différentes entités morphologiques de l'isthme de Miquelon-Langlade (photos aériennes ©ROBIN N., clichés de 2004).

II-5.2. Connaissances sur l'isthme

Deux études récentes réalisées sur l'isthme ont permis de fournir la base des connaissances sur le littoral et l'avant côte (Robin, 2007; Robin et al., 2013) notamment en ce qui concerne la caractérisation sédimentaire des plages et de l'avant-côte, l'évolution pluri-décennale du trait de côte, le transport sédimentaire et la propagation de la houle.

II-5-2.a. Le littoral et l'avant-côte

L'évolution du trait de côte entre 1949 et 2011 présente une variabilité spatiale le long des deux façades maritimes (Fig. II-20 ; Robin et al. (2013)). En effet, du fait de la courbure du littoral, la houle du large n'affecte pas de façon homogène la côte. La façade ouest montre un comportement hétérogène entre le nord et le sud. Au cours de ces 60 dernières années, elle a subi une érosion significative au nord, de l'ordre de 30 à 50 m, alors que le reste de ce littoral est stable ou en accrétion (Fig. II-20). L'érosion de la partie nord n'est pas constante dans le temps et serait le résultat de périodes de fortes tempêtes (entre 1985-1990 et 2005-2011 ; (Robin et al., 2013)). La façade est montre un recul sur une grande partie du littoral, seule la partie nord proche du Goulet et l'extrémité sud montrent des signes d'accrétion (Fig. II-20).

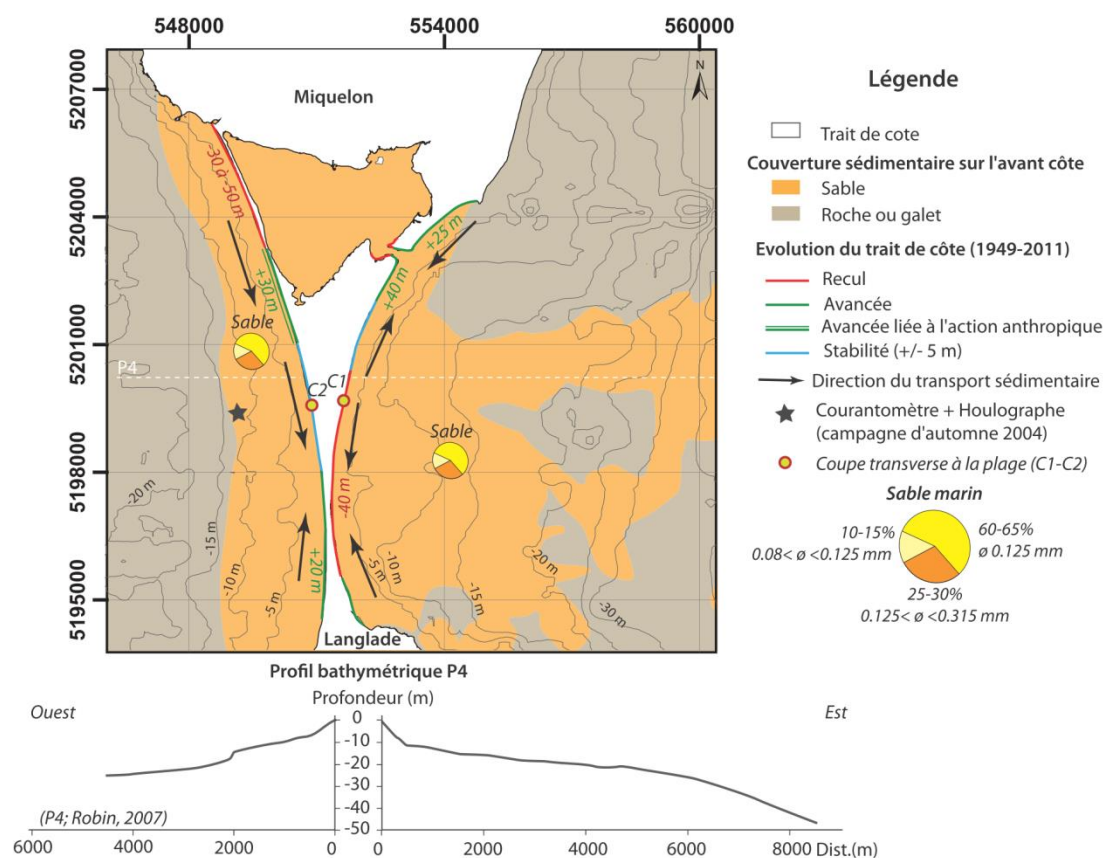


Figure II-20 : Synthèse des connaissances sur la partie marine de la barrière de Miquelon-Langlade: répartition sédimentaire sable-roche/galet; caractérisation granulométrique du sable marin; direction du transport sédimentaire le long de l'isthme; évolution du trait de côte entre 1949 et 2011 et profils bathymétriques ouest-est (réalisée d'après Robin (2007); et Robin et al. (2013)).

L'Archipel de Saint-Pierre-et-Miquelon ne comporte pas de fleuves importants ou de rivières majeures qui pourraient drainer des sédiments jusqu'à la côte. Le matériel sédimentaire provient principalement du démantèlement des dépôts glaciaires (moraines : sables, argiles, galets, blocs) qui sont remaniés par les courants (voir II.2-3). La couverture sédimentaire de l'avant-côte peut être, de part et d'autre de la barrière, classée en deux grandes catégories : roche/galet ou sable (Robin, 2007; Goulletquer et al., 2011; Billy et al., 2013; Robin et al., 2013 ainsi que ces travaux). Sur les deux façades maritimes les dépôts sableux sous-marins sont de composition semblable (Fig. II-20) et peuvent être caractérisés par un mode prédominant à ϕ 0.125 mm (60-65%), la fraction plus fine ne descend pas en dessous de la classe granulométrique ϕ 0.08 mm ($0.08 < \phi < 0.125$ mm : 10-15%) et celle plus grossière ne dépasse généralement pas ϕ 0.315 mm ($0.125 < \phi < 0.315$ mm : 25-30%).

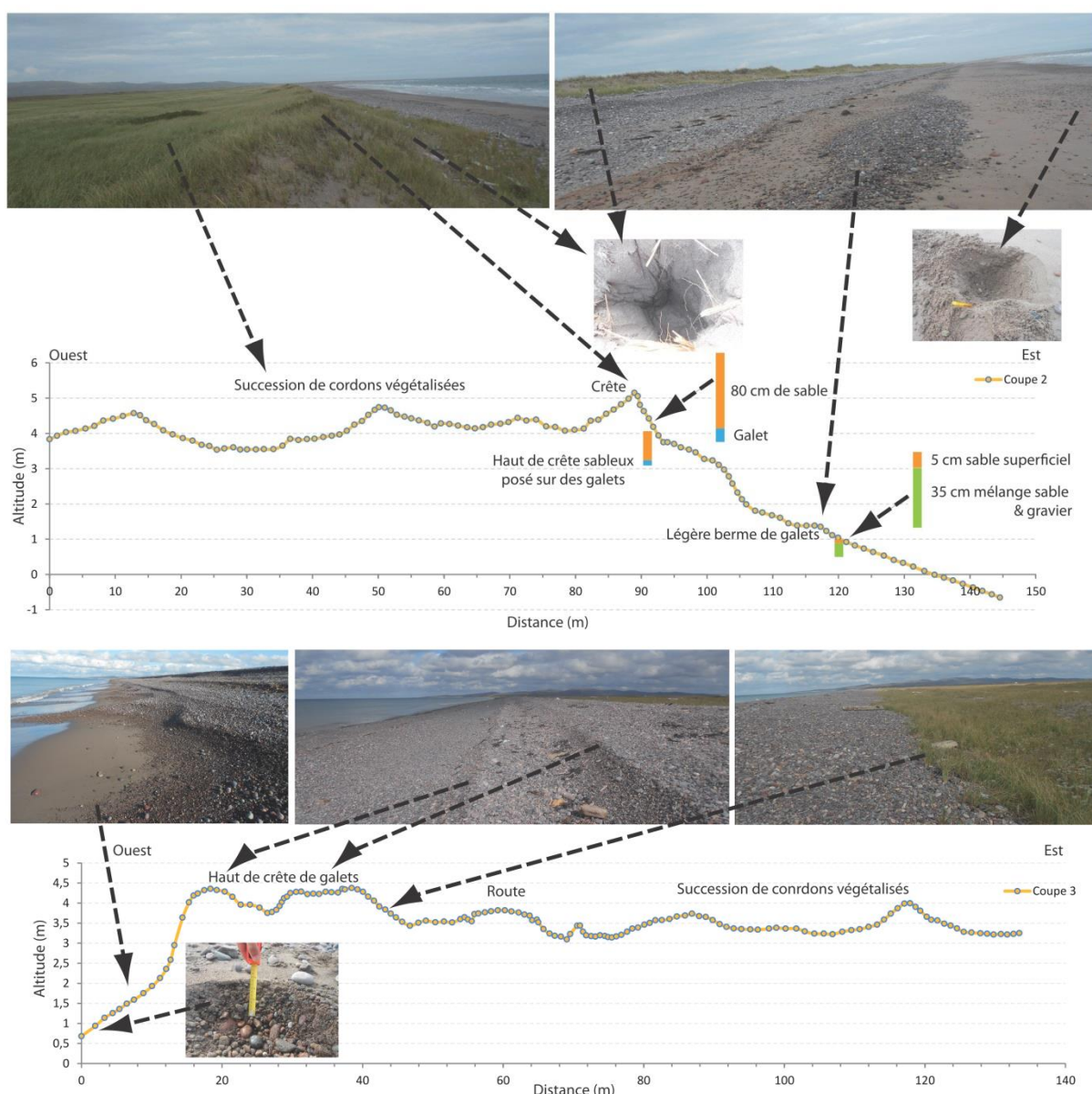


Figure II-21 : Coupes transverses à la plage sur la façade est (en haut, C1) et ouest (en bas, C2), représentation de la topographie de la plage ainsi que de la structure sédimentaire de la plage (localisation des deux coupes Fig. II-20).

Les plages sont composées de sédiments plus grossiers que ceux en mer, et constituent des dépôts de sable moyen (mode prédominant ϕ 0.315 ou 0.500 mm ; (Robin, 2007; Robin et al., 2013)), de graviers et galets (Fig. II-21). Le long de la façade est la plage est plus large qu'à l'ouest. Le bas de plage est constitué d'un mélange de graviers-galets drapés d'une fine couverture sableuse (quelques centimètres). Le milieu et haut de plage sont constitués de bermes, visibles par l'accumulation de sédiments très grossiers (Fig. II-21). À l'ouest, ces accumulations de galets atteignent jusqu'à 4-4.5m d'altitude et sont recouverts rapidement (à 40 m de la plage) par de la végétation. À l'est, les dépôts sont recouverts par des accumulations de sable éolien formant des crêtes dunaires bien développées par la suite végétalisées. Les plages présentent une grande hétérogénéité de formes et de pentes (2-18%) malgré un linéaire côtier restreint (étude détaillée dans Robin et al., 2013). Cette hétérogénéité est le résultat de facteurs naturels (exposition à la houle, orientation de la côte, stock et nature sédimentaire, influence d'une embouchure) ainsi qu'anthropique (quelques ouvrages de défense). Toutefois une répartition géographique des pentes ressort. En effet, près de l'embouchure du Goulet les pentes sont plus faibles (2-6%), alors que le long de la façade est elles sont comprises entre 6-11% et à l'ouest entre 6 et 20%.

II-5-2.b. Simulation de la propagation de la houle sur la façade ouest

Des simulations numériques de la propagation de la houle, le long de la façade ouest de l'isthme la plus énergétique (Fig. II-22), ont été réalisées lors de la thèse de Robin (2007). Elles permettent d'avoir une vision spatiale de la propagation de la houle sur l'avant-côte et proche du littoral lors des conditions moyennes de houle (Hs : 1.5 et 2.5 m et direction 200° et 270° ; Fig. II-22) et des conditions de tempêtes réelles, qui se sont produites en 1972 (Hs : 5.5 m et direction 270°) et 1982 (Hs : 4.5 m et direction 240°) (Fig. II-22). Ces simulations permettent de mettre en évidence la variabilité de l'agitation entre le nord de la façade ouest (plus exposé) et le sud (plus dissipatif) de l'isthme, principalement due à la pente de l'avant-côte et la direction prédominante de la houle, notamment lors d'épisodes de tempêtes.

II-5-2.c. Le transport sédimentaire

Le transport sédimentaire le long des façades est et ouest de l'isthme présente deux tendances principales (Fig. II-20): 1) un transport sédimentaire qui converge, pour les deux façades, vers la partie la plus fine de la barrière (au centre ; Figs. II-20 et II-23); et 2) un transport sédimentaire qui converge vers l'embouchure du Goulet (au nord-est).

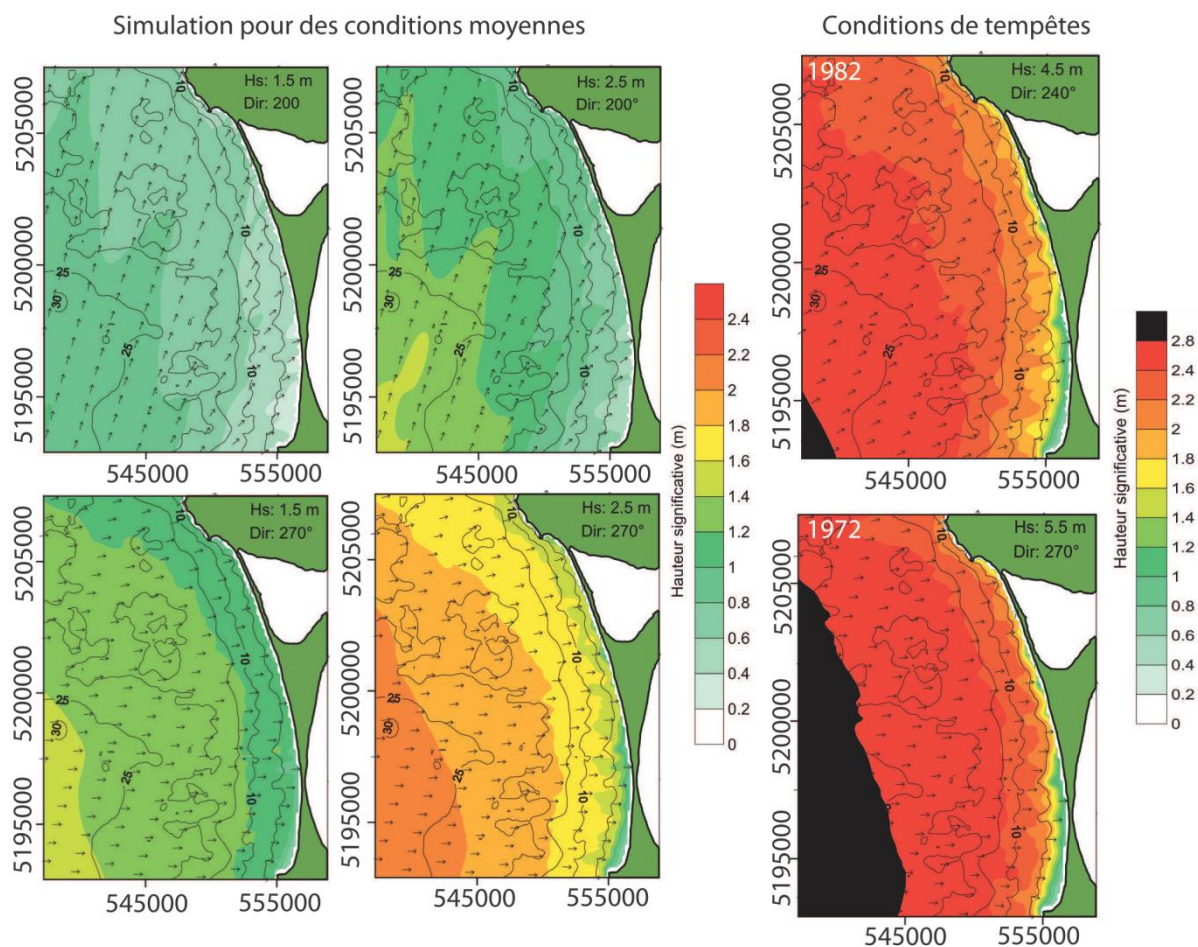
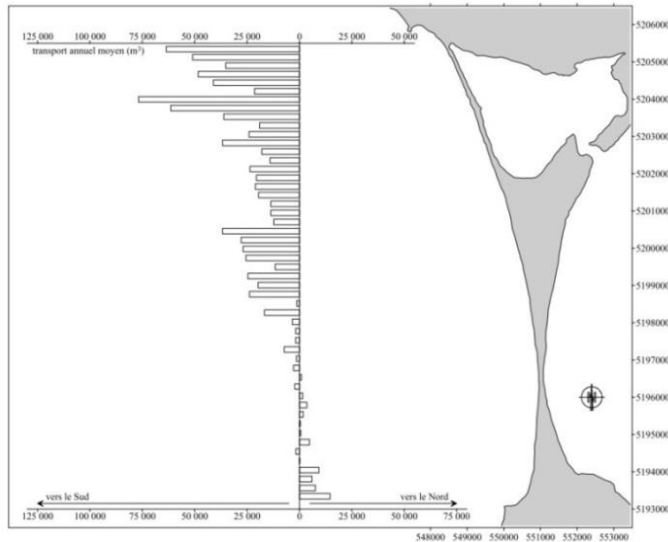


Figure II-22 : Simulations de la propagation de la houle le long de la façade ouest de l'isthme de Miquelon-Langlade réalisées pour des conditions de houle moyenne (Hs 1.5m et 2.5m; direction 200° et 270°) et pour des conditions de tempêtes réelles (en 1972 et 1982) (d'après Robin, 2007).

L'estimation du transport annuel de sédiment est plus difficile à appréhender. Cependant, deux études préliminaires ont été réalisées afin de quantifier le transport longitudinal de sédiments, par simulation numérique, le long de la façade ouest de l'isthme : la 1^{ère} le long des Buttereaux (EDF, Pechon, 1989) et la 2^{ème} sur la totalité de la façade ouest (Robin, 2007). L'étude menée par EDF (Pechon, 1989) a quantifié le transport résiduel de sédiment au niveau de la zone des Buttereaux (Fig. II-19) à 28 000 m³/an vers le sud. Toutefois l'auteur suppose qu'un transport résiduel de 15 à 20 000 m³/an vers le sud semble plus réaliste pour cette zone. Les résultats obtenus par Robin (2007) (en utilisant les formules de Bijker (1967); (1971); Van Rijn (1993) et Bailard (1981)) montrent des résultats divergents mais de même ordre de grandeur. Le débit solide potentiel entrant par le nord serait de l'ordre de 50 000 m³/an pour un transport résiduel moyen dirigé vers le sud de l'ordre de 25 000 m³/an (Fig. II-23) diminuant vers le sud et étant pratiquement nul au niveau de la partie la plus étroite de l'isthme. Dans la partie sud, le transport résiduel moyen dirigé vers le nord serait de l'ordre de 10 000 m³/an (Fig. II-23), mais probablement inférieur. La quantification de ce transport sédimentaire reste toutefois à prouver par de la mesure de terrain.



← Figure II-23 : Simulation du transport sédimentaire sur la façade Ouest en utilisant la formule de Van Rijn (1993) (dans Robin, 2007).

II-5-2.d. 1^{ère} hypothèse de la construction de l'isthme

Une première réflexion sur l'édification de la barrière de Miquelon-Langlade a été proposée par Robin (2007), distinguant quatre étapes de formation (Fig. II-24). La formation de ce système serait alimentée par la présence d'un important stock sédimentaire hérité de la dernière période glaciaire et la date supposée de son initiation (l'auteur évoque 1350 BP, en comparaison avec des systèmes voisins) serait liée avec le ralentissement de l'augmentation du RSL.

L'étape initiale est décrite par la formation des Buttereaux (au nord-ouest) probablement liée à un fort contrôle de la bathymétrie de l'avant côte et un transport sédimentaire nord-sud permettant la formation d'une flèche (Fig. II-24, étape 1bis). La présence de dunes paraboliques indique un apport sédimentaire par le vent probablement important (O-SO) et la présence de la lagune aurait limité leur migration vers l'est. Au sud, des dépôts sédimentaires accolés à Langlade s'accumuleraient se développant progressivement vers le nord. La seconde étape est caractérisée par l'initiation de la flèche des Cacaouis au nord-est (Fig. II-24, étape 2).

De par l'édification des premiers systèmes, notamment la flèche des Buttereaux, une zone hydro-dynamiquement plus calme à l'est aurait favorisé la création du système de *beach ridges* (étape 3). Le mode de formation des *beach ridges* n'est pas clairement déterminé dans ce modèle de formation. À ce stade de la formation, l'auteur note qu'il est possible qu'une partie du stock sédimentaire présent à l'ouest ait transité vers l'est avant la fermeture de la barrière (Fig. II-24). Pour finir, la fermeture de la barrière est proposée comme la dernière étape dans la formation de ce système et serait induite par la progradation vers un point de convergence des deux parties de la barrière (Fig. II-24).

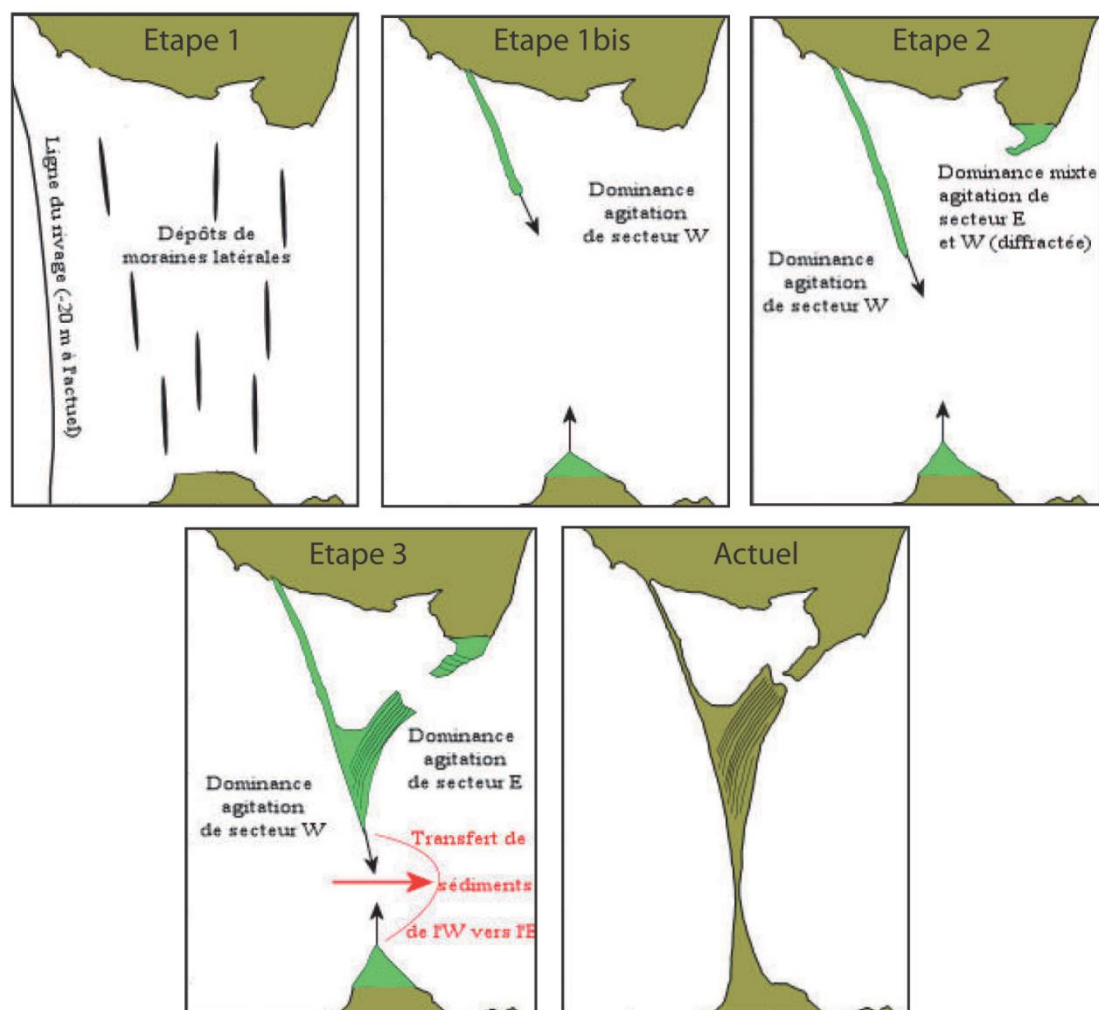


Figure II-24 : Hypothèse en 4 étapes de la formation de l'isthme de Miquelon-Langlade (Robin, 2007)

Ce modèle de formation est construit sur de nombreuses hypothèses, repose sur peu de données et ne propose pas de cadre temporel pour cette édification, mais il offre une première piste de réflexion sur l'édification de ce système complexe, schéma qu'il est nécessaire d'affiner ou de repenser dans le cadre de cette thèse.

Références

- Aubert de la Rüe, E.**, 1951. Recherche géologiques et minières aux îles de Saint-Pierre et Miquelon, Office de la recherche scientifique outre-mer. Librairie Larose, Paris, pp. 88.
- Bailard, J.A.**, 1981. An energetics total load sediment transport model for a plane sloping beach. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 86(C11), 10938-10954.
- Bell, T., Batterson, M.J., Liverman, D.G.E., Shaw, J.**, 2003. A new late-glacial sea-level record for St. George's Bay, Newfoundland. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 40(8), 1053-1070.
- Bijker, E.W.**, 1967. Some considerations about scales for coastal models with moveable beds. Publ.50, Delft Hydraulics Lab., pp.142.
- Bijker, E.W.**, 1971. Longshore transport calculations. *Journal of Waterways, Harbors and Coastal Engineering Division, ASCE*, 97, 687-701.
- Billy, J., Robin, N., Certain, R., Hein, C., Berné, S.**, 2013. Barrier shoreline evolution constrained by shoreface sediment reservoir and substrate control: The Miquelon-Langlade Barrier, NW Atlantic. *Journal of Coastal Research*, S.I. n°65 (2), 2089-2094.
- Brookes, I.A., Scott, D.B., McAndrews, J.H.**, 1985. Postglacial relative sea-level change, Port au Port area, west Newfoundland. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 22, 1039-1047.
- Brookes, I.A., Stevens, R.K.**, 1985. Radiocarbon age of rock-boring *Hiatella arctica* (Linné) and postglacial sea-level change at Cow Head, Newfoundland. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 22(1), 136-140.
- CANDHIS (Centre d'Archivage National de Données de Houle In Situ)**, Détail de la campagne 97501 - Saint-Pierre et Miquelon. On line, [<http://candhis.cetmef.developpement-durable.gouv.fr/>].
- Colmann-Sad, S.P., Hayes, J.P., Knight, I.**, 1990. Geology of the island of Newfoundland, 1/1 000 000-scale-map. In: n°90-01 (Ed.), Government of Newfoundland and Labrador, Department of Mines and Energy, Geological Survey Branch.
- Cuq, F., Lepvrier, C., Rabottin, J.-L., Vanney, J.-R.**, 1999. Etude de la fragilisation d'un archipel menacé, teledetection et littoral, L'archipel de Saint-Pierre et Miquelon. Rapport d'étude CNRS/UBO/Paris 4/Paris 6.
- Daly, J.F., Belknap, D.F., Kelley, J.T., Bell, T.**, 2007. Late Holocene sea-level change around Newfoundland. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 44(10), 1453-1465.
- De Kervegan, C.**, 1784. Plan des Isles Miquelon, pp. Scale [1/52 000e], FR CAOM 005DFC039B.
- De La Roche Poincie, 1841.** Carte des îles de St Pierre et Miquelon.
- Dubois, J.-M.**, 2010. Saint-Pierre-et-Miquelon Islands. In: E.C.F. Bird (Ed.), *Encyclopedia of the World's Coastal Landforms*, pp. 163-166.
- Dyke, A.S., Andrews, J.T., Clark, P.U., England, J.H., Miller, G.H., Shaw, J., Veillette, J.J.**, 2002. The Laurentide and Innuitian ice sheets during the Last Glacial Maximum. *Quaternary Science Reviews*, 21(1-3), 9-31.
- Dyke, A.S., Morris, T.F., Green, D.E.C.**, 1991. Postglacial tectonic and sea level history of the central Canadian Arctic. *Geological Survey of Canada, Bulletin* 397, pp. 56.
- Forbes, D.L., Boyd, R., Shaw, J.**, 1991. Late Quaternary sedimentation and sea level changes on the inner Scotian Shelf. *Continental Shelf Research*, 11, 1155-1179.
- Forbes, D.L., Shaw, J., Eddy, B.G.**, 1993. Late Quaternary sedimentation and the postglacial sea-level minimum in Port-au-Port Bay and vicinity, west Newfoundland. *Atlantic Geology*, 29, 1-26.
- Forbes, D.L., Syvitski, J.P.M.**, 1994. Paraglacial coasts. In: C.D.W. R.W.G. Carter (Ed.), *Coastal evolution, late quaternary shoreline morphodynamics*. Cambridge University Press, pp. 373-424.
- Gouletquer, P., Robert, S., Caisey, X., Chabirand, J.-M., Dubois, S., Le Moine, O., Soletchnik, P., Goraguer, H., Lazure, P., Le Bihan, C., Geairon, P., Lajournade, M., Le Gall, A.**, 2011. Contribution au développement de la filière aquacole à Saint Pierre et Miquelon. Rapport IFREMER 2011, Contrat ODEADOM-IFREMER - Convention 2011 N°2011-004/38, pp. 233.
- Grant, D.R.**, 1987. Quaternary geology of Nova Scotia and Newfoundland. 12th INQUA Congress, Field Excursion A3/C3. Ottawa: National Research Council, pp. 62.

- Grant, D.R.**, 1989. Quaternary geology of the Atlantic Appalachian region of Canada. Chapter 5 in Quaternary geology of Canada and Greenland, ed. R.J. Fulton, Geological Survey of Canada, Geology of Canada, n°1, 393-440.
- Hayes, M.O.**, 1979. Barrier island morphology as a function of tidal and wave regime. In: S.P. Leatherman (Ed.), Barrier islands, pp. 1-27.
- Koohzare, A., Vaníček, P., Santos, M.**, 2008. Pattern of recent vertical crustal movements in Canada. *Journal of Geodynamics*, 45(2-3), 133-145.
- Lamontagne, M., Keating, P., Perreault, S.**, 2003. Seismotectonic characteristics of the Lower St. Lawrence Seismic Zone, Quebec: insights from geology, magnetism, gravity, and seismics. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 40(2), 317-336.
- Lepvrier, C., Maluski, H., Dunning, G.R., Colmann-Sad, S.P., O'Brien, S.J.**, 1993. Datation U/Pb et 40 Ar/39 dans la zone d'Avalon au Cap Miquelon. *Compte Rendu de l'Académie des Sciences, Sciences de la Terre*.
- Meyssignac, B., Cazenave, A.**, 2012. Sea level: A review of present-day and recent-past changes and variability. *Journal of Geodynamics*, 58(0), 96-109.
- Mix, A.C., Bard, E., Schneider, R.**, 2001. Environmental processes of the ice age: land, oceans, glaciers (EPILOG). *Quaternary Science Reviews*, 20(4), 627-657.
- O'Brien, S.J., Strong, P.G., Evans, J.L.**, 1977. The geology of the Grand Bank and Lamaline map areas, Burin peninsula, Newfoundland. Government of Newfoundland and Labrador, Department of Mines and Energy, Report 77-7 16.
- Pechon, P.**, 1989. Etude sédimentologique du littoral ouest de Miquelon-Langlade. Rapport EDF, 28 pp.
- Peltier, W.R.**, 2004. GLOBAL GLACIAL ISOSTASY AND THE SURFACE OF THE ICE-AGE EARTH: The ICE-5G (VM2) Model and GRACE. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 32(1), 111-149.
- Peltier, W.R., Fairbanks, R.G.**, 2006. Global glacial ice volume and Last Glacial Maximum duration from an extended Barbados sea level record. *Quaternary Science Reviews*, 25(23-24), 3322-3337.
- PSMSL (permanent Service for Mean Sea Level)**, Obtaining Tide Gauge Data. On line, [<http://www.psmsl.org/data/obtaining/>].
- Rabu, D., Chauvel, J.-J., Dabard, M.-P., Fletcher, T.P., Pillola, G.L.**, 1993a. Présence de Tommotien (Cambrien inférieur) à Saint-Pierre-et-Miquelon. *Compte Rendu de l'Académie des Sciences, Sciences de la Terre*, 317(Série II), 379-386.
- Rabu, D., Guerrot, C., Doig, R., Tegye, M., Murphy, J.B., Keppie, J.D.**, 1993b. Premières données géochronologiques sur Saint-Pierre-et-Miquelon. *Compte Rendu de l'Académie des Sciences, Sciences de la Terre*, 317(Série II), 639-646.
- Robin, N.**, 2007. Morphodynamique des systèmes de flèches sableuses : Etude entre les embouchures tidales de l'Archipel de St Pierre et Miquelon et de la côte ouest du Cotentin (Manche). Ph.D Thesis, Université de Caen, 539 pp.
- Robin, N., Billy, J., Barthe, P., Barusseau, J.P., Carvalho, E., Certain, R., Chanoué, M., Fitzgerald, D., Hein, C., Michel, C., Millescamp, B., Raynal, O., Wilson, C., Wright, S.**, 2013. Etude globale de l'isthme de Miquelon-Langlade. Rapport final, Université de Perpignan Via Domitia, 282 pp.
- Scott, D.B., Boyd, R., Douma, M., Medioli, F.S., Yuill, S., Leavitt, E., Lewis, C.F.M.**, 1989. Holocene relative sea-level changes and Quaternary glacial events on a continental shelf edge: Sable Island Bank. in: Late Quaternary sea-level correlation and applications, ed. D.B. Scott, P.A. Pirazzoli & C.A. Honig, 105-119.
- SEAMER, ARDA (Association de Recherche et de Développement pour l'Aquaculture)**, 2006. Modélisation courantologique dans l'archipel de Saint-Pierre et Miquelon. Rapport d'étude SEAMER, 70 pp.
- Sella, G., Stein, S., Dixon, T.H., Craymer, M., James, T., Mazzotti, S., Dokka, R.K.**, 2007. Observation of glacial isostatic adjustment in "stable" North America with GPS. *Geophysical Research Letters*, 34(L02306), 1-6.

- Shakun, J.D., Carlson, A.E.**, 2010. A global perspective on Last Glacial Maximum to Holocene climate change. *Quaternary Science Reviews*, 29(15–16), 1801-1816.
- Shaw, J., Piper, D.J.W., Fader, G.B.J., King, E.L., Todd, B.J., Bell, T., Batterson, M.J., Liverman, D.G.E.**, 2006. A conceptual model of the deglaciation of Atlantic Canada. *Quaternary Science Reviews*, 25, 2059-2081.
- SONEL (Système d'Observation du Niveau des Eaux Littorales)**, GPS. On line, [<http://www.sonel.org/>].
- Van Rijn, L.C.**, 1993. Principles of sediment transport in rivers, estuaries and coastal seas. Delft Hydraulics, Aqua Publications, Amsterdam, pp.673.
- Wright, A., Van de Plassche, O.**, 2001. Field guide to the Quaternary west coast of Newfoundland. Geological Association of Canada -Mineralogical Association of Canada.

Chapitre III - MÉTHODOLOGIE : ÉTUDE TERRE-MER D'UNE BARRIÈRE

Chapitre III - Méthodologie : Étude Terre-Mer d'une barrière	95
III-1. Géomorphologie de la barrière.....	97
III-2. Architecture interne de la barrière émergée.....	99
III-2.1. L'architecture interne des dépôts terrestres.....	100
III-2.2. Caractérisation sédimentaire.....	101
III-3. Datation OSL des <i>beach ridges</i>	102
III-4. Construction de la barrière immergée.....	103
III-4.1. L'architecture des dépôts marins	103
III-4.2. Couverture sédimentaire de l'avant côte	104
Références.....	105

Chapitre III -

Méthodologie : Étude Terre-Mer d'une barrière

L'étude de la barrière de Miquelon-Langlade repose sur une approche originale qui consiste à étudier **l'ensemble de l'architecture interne des dépôts sédimentaires d'une barrière** en effectuant un **continuum géophysique entre le milieu marin et terrestre** de part et d'autre de la barrière (Fig. III-1).

L'étude de la partie émergée (terrestre) est réalisée à l'aide de données 1) de **topographie (GPS-RTK)** et de **photographies aériennes permettant d'identifier les différentes morphologies de la barrière**; 2) de **géophysique terrestre** (géo-radar (GPR : *Ground Penetrating Radar*)) couplée à des **prélèvements sédimentaires** (carottes sédimentaires, tarières et échantillons superficiels) afin de **caractériser l'architecture interne du système**; 3) de **datation OSL** (*Optically stimulated luminescence dating*) pour replacer dans **un cadre chronologique la formation des beach ridges**. L'étude de la partie immergée (marine) est réalisée à l'aide de données 4) de **géophysique marine** (sismique) et des prélèvements superficiels de sédiments permettant de **caractériser l'architecture, la composition sédimentaire et l'étendue spatiale des dépôts marins**.

L'ensemble de ces données a été collecté lors de trois campagnes d'acquisition en Avril-Mai 2011, Juillet 2011 et Septembre-Octobre 2012 (projet **EGIML** (2011-2014)).

III-1. Géomorphologie de la barrière

La géomorphologie de la barrière est dans un premier temps renseignée grâce à l'ortho-photo de 2005 (© IGN) qui a l'avantage de couvrir la zone d'étude dans son ensemble et permet donc d'avoir une vision globale de la barrière émergée. Une grande densité de données topographiques (Fig. III-2B) ont été relevées en complément afin d'obtenir l'altitude des différents systèmes morphologiques identifiés. Ces données ont été collectées en utilisant un GPS-RTK de précision centimétrique (Magellan-Ashtech, Fig. III-1) constitué de deux antennes : l'une fixe positionnée au-dessus d'un point géodésique dont les coordonnées sont connues, permettant l'enregistrement des points dans un référentiel absolu, et la seconde mobile permettant l'acquisition des points de mesure. L'ensemble des données morphologique et topographique a permis de réaliser un modèle numérique de terrain (MNT) de la partie centrale de la barrière (plaine de *beach ridge*).

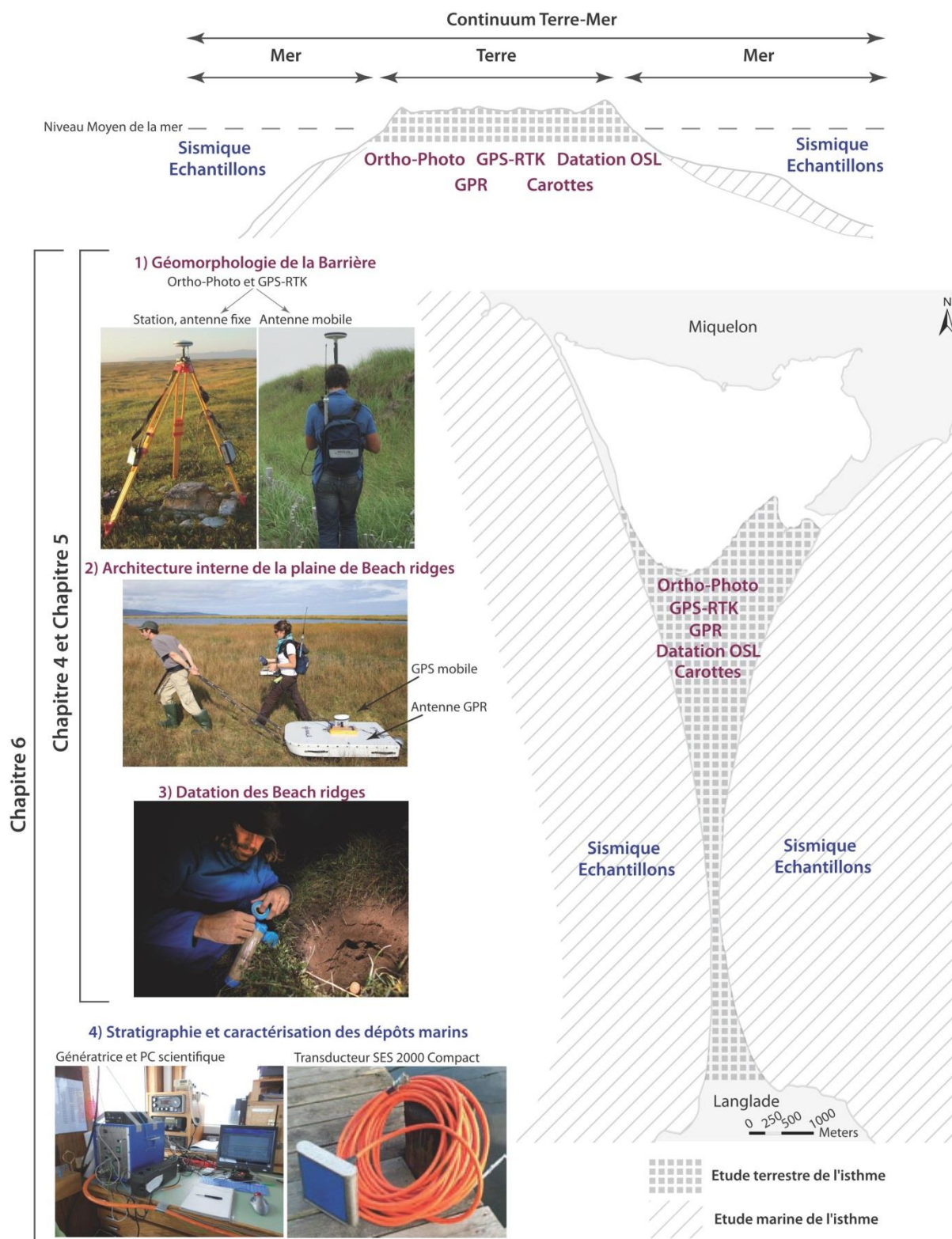


Figure III-1 : Schéma synthétique des méthodes utilisées pour l'étude terre-mer de la barrière de Miquelon-Langlade (vision le long d'un transect coupant la barrière et répartition spatiale des méthodes utilisées).

III-2. Architecture interne de la barrière émergée

L'étude de l'architecture interne de la partie émergée de la barrière est réalisée en utilisant conjointement l'outil géo-radar (GPR) et des prélèvements sédimentaires (carottes, tarières ou de surface), afin de renseigner sur la nature des sédiments et des unités observées mais également leur organisation et mode de dépôt (Fig. III-2).

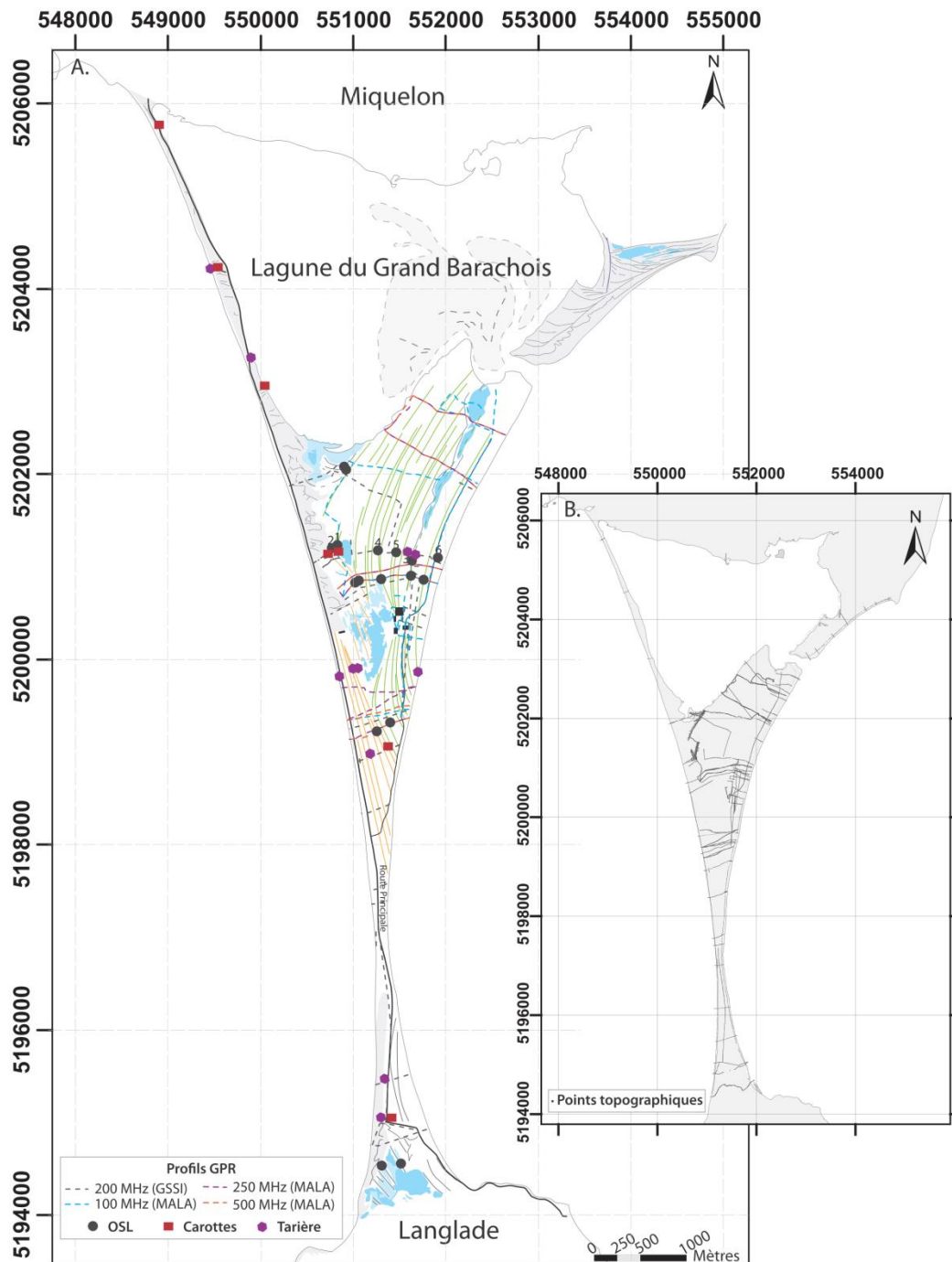


Figure III-2 : A. Plan de position des données terrestres: profils GPR (bleu : 100 MHz, violet : 250 MHz, orange : 500 MHz et gris 200 MHz); échantillons OSL (ronds gris), carottes (carrés rouges) et tarières (hexagones violets). Les traits orange et verts correspondent aux crêtes des beach ridges présents sur la barrière. B. Répartition des points topographiques relevés sur la barrière.

III-2.1. L'architecture interne des dépôts terrestres

Le GPR est une méthode géophysique non-invasive qui permet d'obtenir une coupe du sol en deux dimensions. Cette technique, de plus en plus utilisée depuis les années 1990 (Fig. III-3A) (Neal, 2004), a pour intérêt de pouvoir imager rapidement et de façon continue les structures sédimentaires situées en sub-surface (jusqu'à une dizaine de mètres de profondeur) de l'objet étudié (e.g. Bristow and Jol, 2003; Engels and Roberts, 2005; Rodriguez and Meyer, 2006; FitzGerald et al., 2007; Jol, 2009; Jahnert et al., 2012; Weill et al., 2012). Son fonctionnement repose sur l'émission, la propagation et la réflexion d'ondes électromagnétiques (Fig. III-3B) hautes fréquences (centaines de MHz) dans le sol. A la réception du signal les discontinuités électriques enregistrées par l'appareil symbolisent les différentes interfaces et les hétérogénéités sédimentaires présentes dans le sol. L'image générée permet ainsi de visualiser les dépôts, les pendages et les organisations sédimentaires. Toutefois l'utilisation de l'outil GPR dans les environnements comprenant des infiltrations d'eaux salines est limitée, due à une perturbation du signal trop importante.

Les fréquences des antennes communément utilisées pour l'étude des environnements côtiers varient entre 100 et 500 MHz. Une antenne de basse fréquence (ex : 100 MHz) aura un signal qui pénétrera plus profondément dans le sol (~10m) qu'une antenne de plus haute fréquence (soit environ 3 m pour une antenne de 500 MHz). La résolution verticale du signal est contrôlée par la longueur d'onde ($\lambda = \text{vitesse} / \text{fréquence}$) et est considérée comme étant égale au quart de celle-ci ($r = \lambda / 4$). Ainsi pour une onde électromagnétique se propageant dans un sol de sable saturé en eau et graveleux, la vitesse sera considérée comme égale à 0.06 m/ns (Neal and Roberts, 2000; Neal, 2004 from) et la résolution $r_{100\text{MHz}} = 0,15$ m et $r_{500\text{MHz}} = 0,03$ m.

Dans notre étude, quatre antennes différentes ont été utilisées au cours de deux campagnes

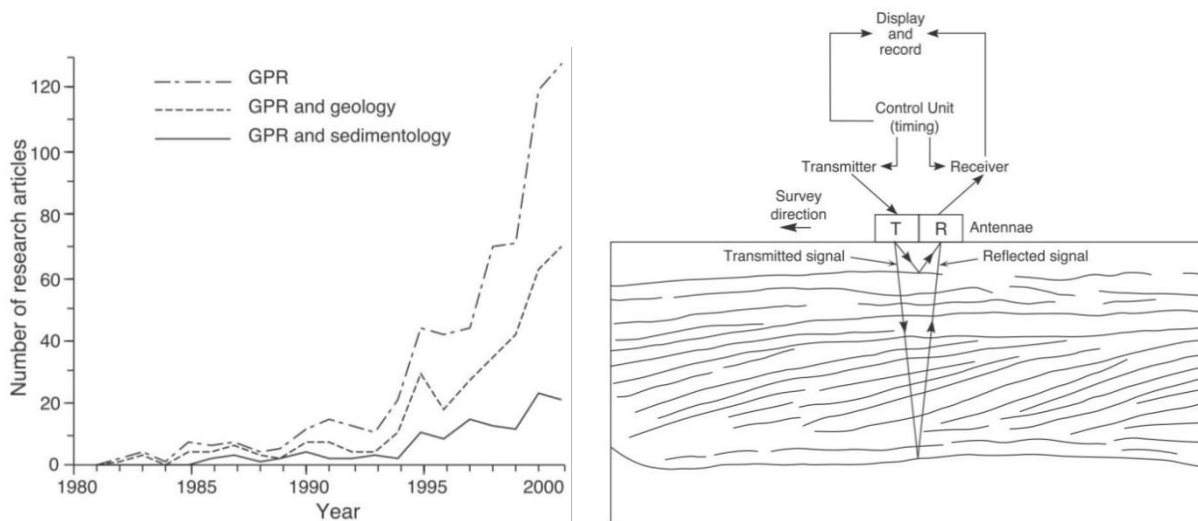


Figure III-3 : A) Nombre d'articles scientifiques par an utilisant la méthode GPR entre 1981 et 2001 ; B) Schéma illustrant l'acquisition de données GPR (T : onde émise et R : onde réfléchie) (Figs 1 & 3 in Neal, 2004).

d'acquisitions : la 1^{ère} campagne d'acquisition (Avril 2011) a été réalisée en utilisant un système GSSI SIR-2000 (Geophysical Survey Systems Inc.) avec une antenne centrée sur la fréquence 200 MHz ; et la seconde campagne d'acquisition (Septembre 2012) a été réalisée en utilisant un système Mala ProEX couplé avec trois antennes centrées sur les fréquences 100, 250 et 500 MHz. Au total, 44 km de profils géo-radar ont été enregistrés et se concentrent essentiellement sur la zone des *beach ridges* (Fig. III-2A). Les profils ont été traités sous RadExplorer 1.4 (recalage du zéro, filtre, suppression des bruits de fond, correction d'amplitude, correction topographique) et la description de l'imagerie des profils radar (géométries, unités, faciès) est similaire à celle utilisée en stratigraphie sismique (Fig. III-4).

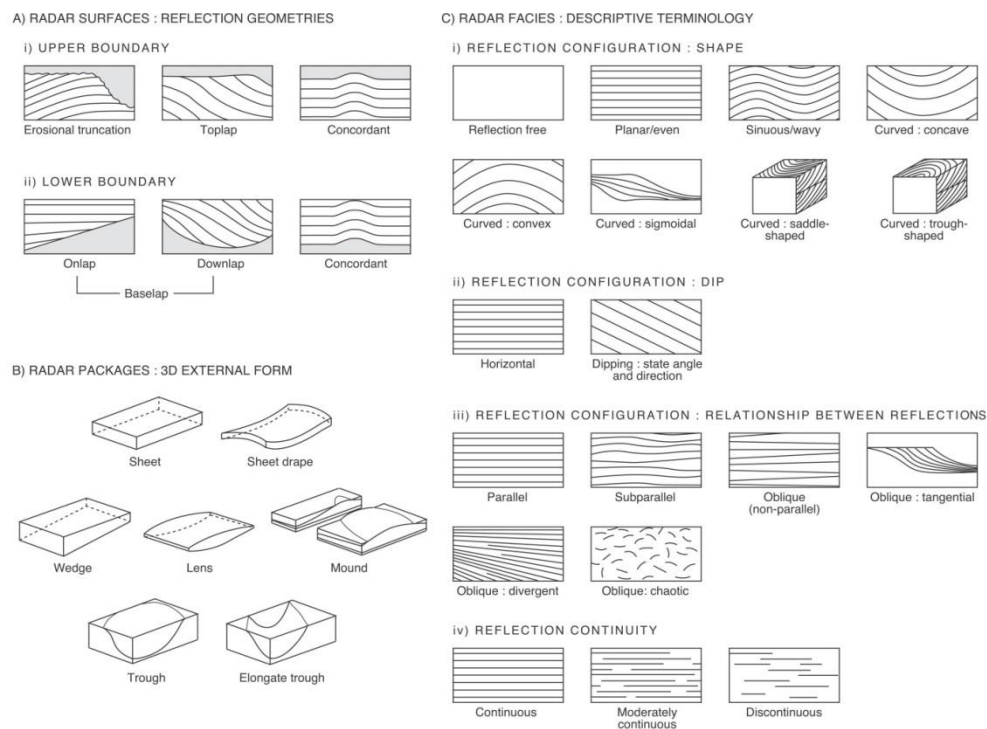


Figure III-4 : Terminologie pour définir et décrire les géométries, les unités et faciès radar et sismique (Modified in part from Campbell, 1967; Mitchum et al., 1977; Allen, 1982; in Neal, 2004).

III-2.2. Caractérisation sédimentaire

Les prélèvements sédimentaires sont essentiels pour caractériser les différents dépôts (successions de dépôts de sable et de galets ou mélange sable-galets) et permettent de calibrer les données géo-radar, notamment lors de la conversion du signal temporel (temps double en nanoseconde) en profondeur (mètre). Dans ce but sept carottes (photographiées, décrites et échantillonnées tous les 5 cm pour l'étude granulométrique) et 14 tarières ont été réalisées sur la barrière (Figs. III-2A, III-5). Toutefois, dû à la nature sédimentaire du système (sable-galets) ne permettant pas la pénétration du carottier de façon optimum, les carottes ne dépassent pas 2.5 m de profondeur. De nombreux prélèvements de surface (90) ont également permis de compléter les

informations sédimentaires préexistantes sur l'isthme (Robin, 2007) afin d'avoir une meilleure vision de leur répartition spatiale. L'ensemble des prélèvements ont été tamisés au laboratoire, via une colonne constituée de tamis entre 10 mm et 50 μ m, afin de pouvoir caractériser la répartition modale des sédiments. Certains échantillons ont fait l'objet d'observation à la loupe binoculaire.



Figure III-5 : Prélèvement (à gauche) et ouverture (à droite) des carottes sédimentaires.

III-3. Datation OSL des *beach ridges*

La chronologie est essentielle pour comprendre la mise en place des dépôts ainsi que le rythme de progradation des systèmes. Les datations au radiocarbone ou par luminescence stimulée optiquement (OSL : *Optically Stimulated Luminescence*) sont communément utilisées dans les environnements littoraux. Dans ce travail, seule la seconde méthode (OSL) est utilisée du fait de l'absence de matières organiques à dater dans les différents prélèvements sédimentaires. Ainsi, 19 échantillons pour la datation OSL ont été prélevés sur notre zone d'étude (Fig. III-2A ; Annexe 2), à une profondeur entre 30 et 60 cm de la surface du sol, dans des tubes opaques et échantillonnés dans l'obscurité, puis analysés au *Luminescence Dating Laboratory* de l'Université de Victoria à Wellington (Nouvelle-Zélande).

La datation OSL permet d'estimer directement la date d'enfouissement des grains de quartz, c'est-à-dire leur dernière exposition à la lumière du soleil (temps zéro). Cette méthode repose sur le fait que les minéraux constituent des dosimètres, c'est-à-dire « des supports capables d'accumuler sous la forme d'électrons piégés dans des défauts cristallins, une information relative à la dose induite par les rayonnements auxquels ils sont soumis du fait de l'irradiation naturelle ambiante » (Mercier, 2008). Les imperfections du réseau cristallin ont donc la capacité de stocker l'énergie ionisante (Aitken, 1998; Bøtter-Jensen et al., 2003; Lian, 2007) qui provient des radiations alpha, bêta, gamma émises lors de la désintégration des radionucléides (U, Th, K et de leurs descendants) et provenant des rayons cosmiques (fonction de la profondeur du sédiment prélevé et de sa localisation géographique). La luminescence mesurée correspond à la quantité de lumière émise lorsque l'on

stimule optiquement, ou que l'on chauffe, en laboratoire un prélèvement. Ceci va donc avoir pour effet de libérer l'énergie enfermée dans le réseau cristallin. L'intensité de la luminescence des grains est proportionnelle à la durée d'enfouissement. Les grains sont également stimulés par la lumière du jour, c'est donc pour cela que la méthode d'échantillonnage (Fig. III-1), de conservation et de traitement en laboratoire des échantillons doivent être réalisées à l'abri de la lumière du jour. L'âge d'enfouissement est estimé en utilisant la dose totale mesurée divisé par la dose reçu par l'échantillon chaque année (*Dose rate*). Cette dose est fonction de l'environnement ainsi que des coordonnées géographiques de l'échantillon. Elle est déterminée principalement en utilisant les rayons gammas afin de définir la teneur en radionucléides ^{238}U , ^{232}Th et ^{40}K .

La datation des systèmes littoraux a subi un réel bond au cours des deux dernières décennies grâce à l'amélioration significative de la méthode de datation par OSL (e.g. Madsen and Murray, 2009; Tamura, 2012). Elle s'avère la plus appropriée pour dater et reconstituer le paléo-environnement des systèmes de *beach ridges* souvent dépourvus de matière carbonée (e.g. Murray-Wallace et al., 2002; Argyilan et al., 2005; Goodwin et al., 2006; Nielsen et al., 2006; López and Rink, 2007; Brooke et al., 2008; Nott et al., 2009; Forsyth et al., 2010; Rink and López, 2010; Timmons et al., 2010; Guedes et al., 2011; Mallinson et al., 2011). Cette méthode présente également des limites. En effet, il faut que la zone d'étude soit bien exposée à la lumière du soleil, les hautes à très hautes latitudes moins exposées obtiendront des âges moins précis. De plus, cette méthode a pendant longtemps été considérée comme inappropriée pour dater les sédiments jeunes, recouvert depuis seulement quelques centaines d'années (Aitken and Smith, 1988; in Madsen and Murray, 2009)). Cependant les travaux de Madsen and Murray (2009) sur la datation des sédiments jeunes par OSL, montrent que les avancées récentes de cette méthode permettent la datation de sédiments déposés il y a moins de 1000 ans, sans présenter de preuve de sur ou sous-estimation des âges mesurés.

III-4. Construction de la barrière immergée

L'architecture des dépôts sédimentaires de la partie marine de la barrière est, comme à terre, étudiée en utilisant principalement des données de géophysique (e.g. sismique réflexion, bathymétrie), précisées par des données sédimentaires (échantillons de surface) pour les différentes couches présentes à l'affleurement (Fig. III-6).

III-4.1. L'architecture des dépôts marins

La sismique marine est utilisée pour imager l'architecture des dépôts marins des deux façades de la barrière et leur interprétation permet d'identifier les différentes unités qui se sont chronologiquement déposées. Le matériel utilisé est un sondeur bi-fréquences INNOMAR SES 2000

Compact, de type CHIRP (Fig. III-1), connecté à une génératrice, relié à un ordinateur (logiciel d'acquisition SES WIN d'Innomar) et à un GPS pour la localisation. Ce système est adapté à la reconnaissance des fonds sableux et vaseux en eaux peu profondes (e.g., Raynal, 2008; Ferrer, 2010; Aleman et al., 2014; Nutz et al., 2014). La génératrice contrôle l'émission de deux ondes : 1) une onde primaire centrée autour d'une fréquence de 100 kHz (bande passante : 85-115 kHz) qui joue le rôle de sondeur bathymétrique, et 2) une onde secondaire, qui entre en harmonie avec l'onde primaire, dont la fréquence est ajustable de 1-15 kHz. Ce sont les interactions onde primaire-onde secondaire qui permettent de créer des ondes de basses fréquences qui vont pénétrer dans les sédiments. Au total 330 km de profils ont été collectés sur les deux façades de la barrière (Fig. III-6) puis traités au laboratoire grâce au logiciel ISE (filtre, gain, amplitude, correction de la houle, conversion au format segy) et Kingdom Suite (pointé des unités) permettant d'obtenir des informations au travers 5 à 10 m d'épaisseur de sédiment. Les informations bathymétriques sont également extraites des profils sismiques (profondeur du fond de la mer) et permettent de pouvoir réaliser un MNT bathymétrique (basse résolution) de l'avant-côte.

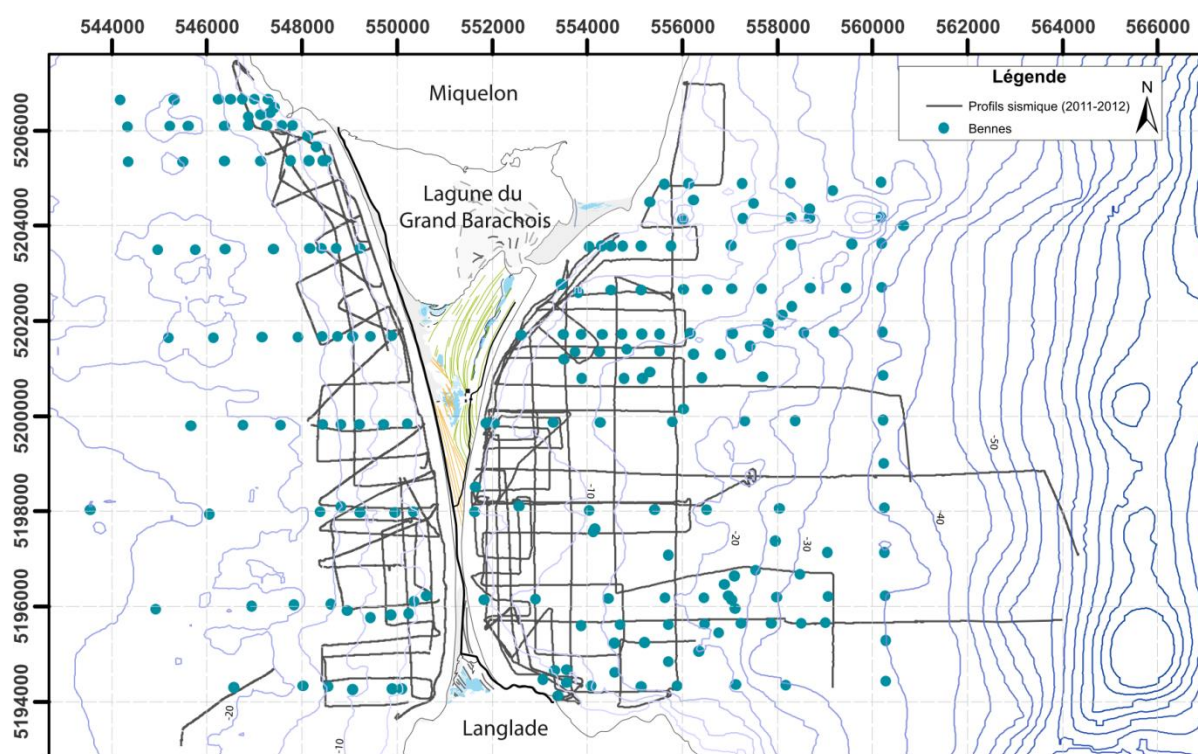


Figure III-6: Plan de position des données marines: profils sismique (en gris profils acquis lors des campagnes de 2011 et 2012) et des bennes (rond bleu).

III-4.2. Couverture sédimentaire de l'avant côte

L'utilisation de la base de données de Robin (2007), comprenant 212 prélèvements superficiels (Fig. III-6), ainsi que 11 nouveaux points d'échantillonnage (4 à l'ouest et 7 à l'est) à l'aide d'une benne à sédiment ont été utilisées afin de caractériser les unités sédimentaires affleurantes

identifiées sur les profils sismiques. Ces nouveaux prélèvements ont été traités au laboratoire de manière similaire à ceux prélevés à terre, c'est-à-dire lavés et tamisés dans une colonne à tamis (10 mm – 50 µm) afin de connaître leur nature ainsi que les différents modes granulométriques.

Références

- Aitken, M.J.**, 1998. An Introduction to Optical Dating. Oxford Science Publications, Oxford, UK.
- Aitken, M.J., Smith, B.W.**, 1988. Optical dating: Recuperation after bleaching. *Quaternary Science Reviews*, 7(3–4), 387-393.
- Aleman, N., Certain, R., Barusseau, J.P., Courp, T., Dia, A.**, 2014. Post-glacial filling of a semi-enclosed basin: The Arguin Basin (Mauritania). *Marine Geology*, 349(0), 126-135.
- Allen, J.R.L.**, 1982. *Sedimentary Structures: Their Character and Physical Basis*. Volume 1. *Developments in Sedimentology*, vol. 30A. Elsevier, Amsterdam.
- Argyilan, E.P., Forman, S.L., Johnston, J.W., Wilcox, D.A.**, 2005. Optically stimulated luminescence dating of late Holocene raised strandplain sequences adjacent to Lakes Michigan and Superior, Upper Peninsula, Michigan, USA. *Quaternary Research*, 63(2), 122-135.
- Bøtter-Jensen, L., McKeever, S., Wintle, A.**, 2003. *Optically Stimulated Luminescence Dosimetry*. Elsevier, Amsterdam.
- Bristow, C.S., Jol, H.M.**, 2003. Ground Penetrating Radar in sediments. In: C.S. Bristow, H.M. Jol (Eds.), *Geological Society Special Publications* n 211, pp. 339.
- Brooke, B., Ryan, D., Pietsch, T., Olley, J., Douglas, G., Packett, R., Radke, L., Flood, P.**, 2008. Influence of climate fluctuations and changes in catchment land use on Late Holocene and modern beach-ridge sedimentation on a tropical macrotidal coast: Keppel Bay, Queensland, Australia. *Marine Geology*, 251(3–4), 195-208.
- Campbell, C.V.**, 1967. Lamina, laminaset, bed and bedset. *Sedimentology*, 8, 7-26.
- Engels, S., Roberts, M.C.**, 2005. The Architecture of Prograding Sandy-Gravel Beach Ridges Formed During the Last Holocene Highstand: Southwestern British Columbia, Canada. *Journal of Sedimentary Research*, 75(6), 1052-1064.
- Ferrer, P.**, 2010. Morphodynamique a multi-échelles du trait de côte (prisme sableux) du golfe du Lion depuis le dernier optimum climatique, 383-383 pp.
- FitzGerald, D.M., Cleary, W.J., Buynevich, I.V., Hein, C.J., Klein, A.H.F., Asp, N., Angulo, R.P.**, 2007. Strandplain evolution along the southern coast of Santa Catarina, Brazil. *Journal of Coastal Research*, SI 50, 152-156.
- Forsyth, A.J., Nott, J., Bateman, M.D.**, 2010. Beach ridge plain evidence of a variable late-Holocene tropical cyclone climate, North Queensland, Australia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 297(3–4), 707-716.
- Goodwin, I.D., Stables, M.A., Olley, J.M.**, 2006. Wave climate, sand budget and shoreline alignment evolution of the Iluka–Woody Bay sand barrier, northern New South Wales, Australia, since 3000 yr BP. *Marine Geology*, 226(1–2), 127-144.
- Guedes, C.C.F., Giannini, P.C.F., Sawakuchi, A.O., DeWitt, R., Nascimento Jr, D.R., Aguiar, V.A.P., Rossi, M.G.**, 2011. Determination of controls on Holocene barrier progradation through application of OSL dating: The Ilha Comprida Barrier example, Southeastern Brazil. *Marine Geology*, 285(1–4), 1-16.
- Jahnert, R., de Paula, O., Collins, L., Strobach, E., Pevzner, R.**, 2012. Evolution of a coquina barrier in Shark Bay, Australia by GPR imaging: Architecture of a Holocene reservoir analog. *Sedimentary Geology*, 281, 59-74.
- Jol, H.M.**, 2009. Ground penetrating radar: theory and applications. In: J.H. M. (Ed.). Elsevier, pp. 543.
- Lian, O.B.**, 2007. Luminescence Dating, in: *Encyclopedia of Quaternary Science*. Elsevier.
- López, G.I., Rink, W.J.**, 2007. Characteristics of the burial environment related to quartz SAR-OSL dating at St. Vincent Island, NW Florida, USA. *Quaternary Geochronology*, 2(1–4), 65-70.

- Madsen, A.T., Murray, A.S.**, 2009. Optically stimulated luminescence dating of young sediments: A review. *Geomorphology*, 109(1–2), 3-16.
- Mallinson, D.J., Smith, C.W., Mahan, S., Culver, S.J., McDowell, K.**, 2011. Barrier island response to late Holocene climate events, North Carolina, USA. *Quaternary Research*, 76(1), 46-57.
- Mercier, N.**, 2008. atation des sédiments quaternaires par luminescence stimulée optiquement : un état de la question. *Quaternaire*, 9(18), 195-204.
- Mitchum, R.M., Vail, P.R., Sangree, J.B.S.**, 1977. Stratigraphic interpretation of seismic reflection patterns in depositional sequences. In: C.E. Payton (Ed.), *Seismic Stratigraphy-Applications to Hydrocarbon Exploration*, pp. 117- 123.
- Murray-Wallace, C.V., Banerjee, D., Bourman, R.P., Olley, J.M., Brooke, B.P.**, 2002. Optically stimulated luminescence dating of Holocene relict foredunes, Guichen Bay, South Australia. *Quaternary Science Reviews*, 21(8–9), 1077-1086.
- Neal, A.**, 2004. Ground-penetrating radar and its use in sedimentology: principles, problems and progress. *Earth-Science Reviews*, 66(3–4), 261-330.
- Neal, A., Roberts, C.L.**, 2000. Applications of ground-penetrating radar (GPR) to sedimentological, geomorphological and geo-archaeological studies in coastal environments. In: Pye, K., Allen, J.R.L. (Eds.), *Coastal and Estuarine Environments: Sedimentology, Geomorphology and Geoarchaeology*. Geol. Soc. London Spec., Publ. 175, 139- 171.
- Nielsen, A., Murray, A.S., Pejrup, M., Elberling, B.**, 2006. Optically stimulated luminescence dating of a Holocene beach ridge plain in Northern Jutland, Denmark. *Quaternary Geochronology*, 1(4), 305-312.
- Nott, J., Smithers, S., Walsh, K., Rhodes, E.**, 2009. Sand beach ridges record 6000 year history of extreme tropical cyclone activity in northeastern Australia. *Quaternary Science Reviews*, 28(15–16), 1511-1520.
- Nutz, A., Ghienne, J.-F., Schuster, M., Certain, R., Robin, N., Roquin, C., Raynal, O., Bouchette, F., Düringer, P., Cousineau, P.A.**, 2014. Seismic-stratigraphic record of a deglaciation sequence: from the marine Laflamme Gulf to Lake Saint-Jean (late Quaternary, Québec, Canada). *Boreas*, 43(2), 309-329.
- Raynal, O.**, 2008. Architectures de dépôts et facteurs de contrôle d'un système côtier à faibles apports sédimentaires - le littoral languedocien (Golfe du Lion, Sud de la France). Thèse de doctorat en Sciences de la Terre et de l'Univers, Université de Montpellier II, 187 pp.
- Rink, W.J., López, G.I.**, 2010. OSL-based lateral progradation and aeolian sediment accumulation rates for the Apalachicola Barrier Island Complex, North Gulf of Mexico, Florida. *Geomorphology*, 123(3–4), 330-342.
- Robin, N.**, 2007. Morphodynamique des systèmes de flèches sableuses : Etude entre les embouchures tidales de l'Archipel de St Pierre et Miquelon et de la côte ouest du Cotentin (Manche). Ph.D Thesis, Université de Caen, 539 pp.
- Rodriguez, A.B., Meyer, C.T.**, 2006. Sea-Level Variation During the Holocene Deduced from the Morphologic and Stratigraphic Evolution of Morgan Peninsula, Alabama, U.S.A. *Journal of Sedimentary Research*, 76(2), 257-269.
- Tamura, T.**, 2012. Beach ridges and prograded beach deposits as palaeoenvironment records. *Earth-Science Reviews*, 114(3–4), 279-297.
- Timmons, E.a., Rodriguez, A.B., Mattheus, C.R., DeWitt, R.**, 2010. Transition of a regressive to a transgressive barrier island due to back-barrier erosion, increased storminess, and low sediment supply: Bogue Banks, North Carolina, USA. *Marine Geology*, 278(1-4), 100-114.
- Weill, P., Tessier, B., Mouazé, D., Bonnot-Courtois, C., Norgeot, C.**, 2012. Shelly cheniers on a modern macrotidal flat (Mont-Saint-Michel bay, France) — Internal architecture revealed by ground-penetrating radar. *Sedimentary Geology*, 279(0), 173-186.

2^{ème} Partie

La seconde partie présente l'ensemble des données et résultats obtenus au cours de cette thèse. Les résultats seront abordés et discutés sous deux approches spatiales différentes :

Les chapitre IV et V présentent et discutent de la géomorphologie et l'architecture interne des *beach ridges* mixtes sable-et-galets de la plaine de Miquelon-Langlade ainsi que les paramètres influençant leur formation. L'évolution géochronologique de cette plaine est décrite étape par étape au cours des ca. 3000 ans BP dans un contexte d'augmentation du niveau relatif de la mer et de fort apport sédimentaire. L'architecture interne des *beach ridges* est explorée afin d'étudier le potentiel des *beach ridges* mixtes comme marqueur du paléo-niveau de la mer au cours de l'Holocène tardif pour l'archipel.

Les chapitre VI et VII présentent et discutent les résultats à l'échelle de la barrière dans son ensemble (partie terrestre et marine) en abordant l'architecture et la connectivité des dépôts. La vision terre-mer du système permet de proposer un schéma de mise en place de la barrière depuis le retrait de la calotte glaciaire (12 700 BP) jusqu'à sa forme actuelle.

La plaine de *beach ridge* de Miquelon-Langlade

Chapitre IV – Architecture interne des *beach ridges* mixtes sable-galet de la plaine de Miquelon-Langlade

Chapitre V – Développement d'une plaine de *beach ridges* paraglaciale et aperçu des changements du RSL au cours de l'Holocène terminal

La barrière de Miquelon-Langlade

Chapitre VI – La barrière de Miquelon-Langlade : vision géophysique d'une barrière composite paraglaciale

Chapitre VII – Schéma de mise en place de la barrière de Miquelon-Langlade

Chapitre IV - **ARCHITECTURE INTERNE DES**
***BEACH RIDGES* MIXTES SABLE-GALET DE LA**
PLAINE DE MIQUELON-LANGLADE

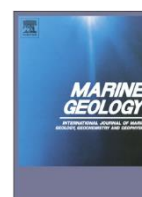
Chapitre IV - Architecture interne des <i>beach ridges</i> mixtes sable-galet de la plaine de Miquelon-Langlade		109
Résumé de l'article		112
Abstract		114
IV-1. Introduction		115
IV-2. Study area		117
IV-3. Methods		119
IV-3.1. Beach ridges mapping and topography		119
IV-3.2. Ground-Penetrating Radar (GPR) profiles		120
IV-3.3. Optically Stimulated Luminescence (OSL) dating		122
IV-3.4. Cores, augers and sediment samples		122
IV-4. Results		123
IV-4.1. Beach-ridge morphology		123
IV-4.1.a. The eastward-prograding system (S_E)		123
IV-4.1.b. The south-westward prograding system (S_W)		124
IV-4.2. Stratigraphic framework		126
IV-4.2.a. Basal units (BU_1 - BU_3)		128
IV-4.2.b. Beach-ridge units (U_A - U_F)		130
IV-4.2.c. Superficial unit ($U_{Z-Peat/Sand}$)		132
IV-4.3. Luminescence ages		132
IV-5. Discussion		133
IV-5.1. Internal architecture of the plain		133
IV-5.1.a. Interpretation of stratigraphic units		133
IV-5.1.b. Beach ridge internal architecture		135
IV-5.2. Processes involved in beach-ridge formation		137
IV-5.3. Role of wave regime in beach-ridge formation		139
IV-5.3.a. Influence of wave regime on beach-ridge architecture		139
IV-5.3.b. Beach-ridge morphology in plan view		140
IV-6. Conclusions		141
Acknowledgments		143
References		144

Chapitre IV -

Architecture interne des *beach ridges* mixtes sable-galet de la plaine de Miquelon-Langlade



Ce chapitre correspond à un article soumis dans la revue
Marine Geology
Accepté pour publication le 25 juillet 2014
Et **référéncé dans le Volume 357, Nov. 2014, p.53-71**
Version originale publiée en Annexe 4



TITRE ORIGINAL :

INTERNAL ARCHITECTURE OF MIXED SAND-AND-GRAVEL BEACH RIDGES: MIQUELON-LANGLADE BARRIER, NW ATLANTIC

Julie BILLY¹, Nicolas ROBIN¹, Christopher HEIN², Raphaël CERTAIN¹, and Duncan FitzGerald³

(1) Université de Perpignan Via Domitia, CEFREM UMR-CNRS 5110, 52 Avenue Paul Alduy, 66860 Perpignan Cedex, France

(2) Virginia Institute of Marine Science, College of William & Mary, Department of Physical Sciences, Gloucester Point, VA, 23062, USA

(3) Boston University, Department of Earth and Environment, Boston University, 675 Commonwealth Avenue, Boston, MA, 02215, USA

Résumé de l'article

L'architecture interne des systèmes de *beach ridges* peut fournir des indices concernant les processus forçant leur formation (e.g., [Otvos, 2000](#); [Goy et al., 2003](#); [Brooke et al., 2008](#); [Tamura, 2012](#); [Mauz et al., 2013](#)). Malgré une grande diversité de ces systèmes, notamment sédimentaire (sable, galet ou mixte), la majeure partie des études concerne des systèmes sableux au détriment des systèmes mixtes de sable et de galets. L'étude détaillée de la plaine de *beach ridges* de Miquelon-Langlade permet de fournir une meilleure compréhension de ces systèmes mixtes en termes de révélation d'architecture interne et des processus forçant leur formation. L'étude de cette barrière régressive paraglaciale comprend l'acquisition (1) d'une vaste couverture de données topographiques (RTK-GPS) ainsi que l'orthophoto de 2005, permettant d'avoir une vision précise de l'ensemble de la morphologie de la plaine de *beach ridge*; (2) l'imagerie de l'architecture interne des *beach ridges*, via l'acquisition de données de géophysique terrestre. La combinaison de quatre antennes radar (dont les fréquences sont centrées autour de 100 à 500 MHz) permet de coupler une bonne pénétration et une bonne résolution du signal en subsurface ; (3) des échantillons sédimentaires, par le prélèvement de carottes, de tarières et d'échantillons de surface ; ainsi que (4) des datations par OSL (*Optically Stimulated Luminescence*).

L'association de l'étude morphologique et architecturale des *beach ridges* permet tout d'abord de distinguer que la plaine est composée de deux systèmes progradants dans des directions opposées (S_w et S_e), qui reflètent la différence d'exposition hydrodynamique entre les façades ouvertes sur la mer. Quatre sets de *beach ridges* de forme concave constituent le système progradant vers l'est le long de la côte la plus protégée (S_e) et deux sets de *beach ridges* de forme linéaire en éventail définissent le système progradant vers le sud-ouest le long de la côte la plus énergétique (S_w).

L'imagerie de la plaine par géo-radar permet dans un premier temps de mettre en évidence le rôle primordial de la topographie héritée des unités basales sous-jacentes, sur la mise en place et le développement des *beach ridges*, particulièrement ceux du système est. En effet ces unités

perturbent la propagation de la houle, servent de points d'accroche pour les sédiments, et vont directement contribuer à l'organisation et à la forme des *beach ridges*. Dans un deuxième temps, les profils radar permettent d'imager et de caractériser des dépôts de plage (*foreshore*) et de la partie supérieure de l'avant-côte fossile (*upper shoreface*), qui représentent jusqu'à 8 m d'épaisseur de dépôts de sable et de galets induits par l'action des vagues. Leur architecture interne est définie par une configuration sigmoïdale dont les pendages, dans la direction de progradation, sont compris entre 2.3° et 4.7° vers la mer. A plus fine échelle, la partie sommitale peut montrer des accumulations en formes de lentilles (*lens form*) ou des dépôts de débordement (*overtop laminae*). Ces épais dépôts de sable et de galets constituant les *beach ridges* sont recouverts soit de tourbes, provenant de l'inondation progressive des zones les plus basses topographiquement, soit de sable éolien dont l'épaisseur est très variable spatialement (quelques dizaines de centimètres à plusieurs mètres).

Cette étude émet l'hypothèse que les dépôts induits par les vagues ont été initiés par la formation de bermes lors de conditions de houle moyenne. La hauteur de ces dépôts est déterminée par l'élévation du niveau de la mer, la hauteur du *swash* ou des vagues constructrices. Malgré une différence d'exposition à l'énergie de la houle, la composition sédimentaire et l'architecture interne des deux systèmes progradants sont largement similaires. En effet le pendage des réflexions internes diffère seulement de 1 à 2° entre les deux systèmes, dont les réflexions les plus pentues sont caractéristiques du système le plus exposé (S_w).

L'architecture interne décrite pour la plaine de Miquelon-Langlade comprend des similitudes en termes d'orientation et de pendage des réflexions principales par rapport aux modèles présents dans la littérature. Toutefois, pour des systèmes (purement sableux ou mixtes) construits dans des conditions similaires, les réflexions internes sont généralement décrites comme étant obliques parallèles voire faiblement sigmoïdales (e.g., Goy et al., 2003; Engels and Roberts, 2005; FitzGerald et al., 2007; Tamura et al., 2008), alors que sur la plaine de Miquelon-Langlade la configuration sigmoïdale est bien plus marquée. De plus la combinaison des différentes antennes GPR permet une vision en profondeur et plus fine en surface, induisant une densification et un raffinement notable des connaissances portant sur l'architecture des *beach ridges*.

Ainsi, cette étude morphologique et architecturale (1) souligne l'influence majeure de la topographie héritée sur l'initiation et le développement de système de *beach ridges*, (2) permet grâce à la dualité énergétique entre les deux façades de se focaliser sur le rôle de la houle dans l'édification de *beach ridges*, et (3) propose un exemple d'architecture interne précis pour des *beach ridges* mixtes.

Abstract

The internal architecture of a beach-ridge system can provide clues into the processes involved in its formation. Detailed investigation of the mixed sand-and-gravel beach-ridge plain on the Miquelon-Langlade Barrier (northwest Atlantic Ocean, south of Newfoundland) provides a better understanding of such sedimentary systems in terms of internal architecture, depositional processes and driving mechanisms. Investigations of this regressive paraglacial barrier included the topographic (RTK-GPS) and ground-penetrating radar (100 to 500 MHz antennae) data collection, orthophotographs and optically stimulated luminescence (OSL) dating. The Miquelon-Langlade beach-ridge plain is composed of two opposing progradational systems, reflecting contrasting eastward and westward hydrodynamic exposures. Four ridge sets, each with concave planform shapes, define the 500–1400-m wide eastward prograding plain along the sheltered eastern coast. Two ridge-sets with linear and fan-shaped planforms define the 200–500-m wide south-westward prograding plain along the energetic western coast.

Beach-ridge units overlay a basal sedimentary unit that disrupted incoming wave energy and altered the planform morphology of the prograding plain. The internal architecture pattern of individual beach ridges are characterized by sigmoidal configurations with seaward-dipping beds (2.3–4.7° true dip-angles). It is proposed that these wave-built facies are deposited as beach berms, likely by fair-weather waves. The elevations of these facies are determined by the sea level elevation and the swash height of constructive waves during their formation. Beach ridges are overlain by either peat resulting from the flooding of topographically low-lying areas, or by aeolian sand deposits of varying heights and morphologies (relict foredunes).

Despite the differences in wave exposure along each coast, the sedimentary composition and internal architecture of the two progradational systems are broadly similar; bed dip angles of the individual beach ridges differ by only 1–2°, steeper along the exposed westward-facing coast. Overall, the Miquelon-Langlade beach-ridge plain highlights the primary influences of wave exposure, inherited topography, and proximal sediment sources (from erosion of moraines) on coastal progradational patterns.

IV-1. Introduction

Beach-ridge plains can record paleo-shoreline positions, paleo-sea levels and variations in the coastal processes (e.g., waves, tides) that formed them (Goy et al., 2003; Brooke et al., 2008; Mauz et al., 2013). Otvos (2000) defined beach ridges as “relict, semi-parallel, multiple ridges, either of wave (berm ridges) and/or wind (multiple backshore foredunes) origin, that usually form strandplains”. This definition excludes active beach/shore ridge features, and has largely become accepted in the literature (e.g., Brooke et al., 2008; Clemmensen and Nielsen, 2010; Tamura, 2012). It is the definition adopted for use in this paper.

Beach-ridge plains have a worldwide distribution (Scheffers et al., 2012) and are found in all latitudes and on all continents. Prominent examples include those found along the west coast of Africa (Anthony, 1995), the east coast of Japan (Tamura et al., 2008), the northern Australian coast (Brooke et al., 2008; Nott et al., 2009; Forsyth et al., 2010), much of the coast of South America (Isla and Bujalesky, 2000; Hesp et al., 2005; FitzGerald et al., 2007), and parts of the northern European coast (Orford et al., 2003; Sanjaume and Tolgensbakk, 2009; Clemmensen and Nielsen, 2010), among others. The broad range of global setting and diverse modes of formation have led features classified as “beach ridges” to have highly variable sediment compositions (sand to pebble), morphologic spacing (tens to hundreds of meters), and size (meters high) (Tanner, 1995).

The mechanisms of formation and preservation of sandy beach ridges have been widely debated in the coastal literature, with a considerable diversity of thought (e.g., Tanner, 1995; Taylor and Stone, 1996; Otvos, 2000; Hesp, 2004; Hesp et al., 2005; Tamura, 2012). Studies have identified such diverse explanations as a product of high (Johnson, 1919; Guilcher, 1958; Psuty, 1965; Nott et al., 2009; Nott, 2010) or low wave energy (Stapor, 1982; Tanner, 1995; Goy et al., 2003), the welding of bars (Curry et al., 1969; Komar, 1976; Carter, 1986; Nichol, 2002; Hein et al., 2013), swash action (Tanner and Stapor, 1971; Tanner, 1995; Goy et al., 2003), local oscillations in sea or lake level (Thompson and Baedke, 1995; Tanner, 1996) and/or through the generation by aeolian processes (Mauz et al., 2013).

Mixed sand-and-gravel beach-ridge systems are common at high latitudes (e.g., Denmark, Canada and Argentina). However, they are relatively underrepresented in the literature as compared to sandy beach-ridge systems. The formation of coarse, clastic beach ridges is commonly related to proximal glaciogenic sources and strong wave energy (Carter, 1988; Taylor and Stone, 1996; Isla and Bujalesky, 2000). The evolution and preservation of these relic features are a function of relative sea-level change, driven by a combination of eustatic and glacioisostatic forces, wave climate, and

sediment supply. The influence of any one parameter is difficult to isolate. While the internal architecture of beach ridges can provide evidence of the processes influencing their formation (Psuty, 1965; Tanner and Stapor, 1971; Hine, 1979; Carter, 1986), such insight from mixed sand-and-pebble beach ridges is rare, largely because of difficulties involved in coring and sectioning these systems. Thus, a need remains for the study of beach-ridge plains formed in diverse environments in order to clarify the relative roles and importance of possible drivers.

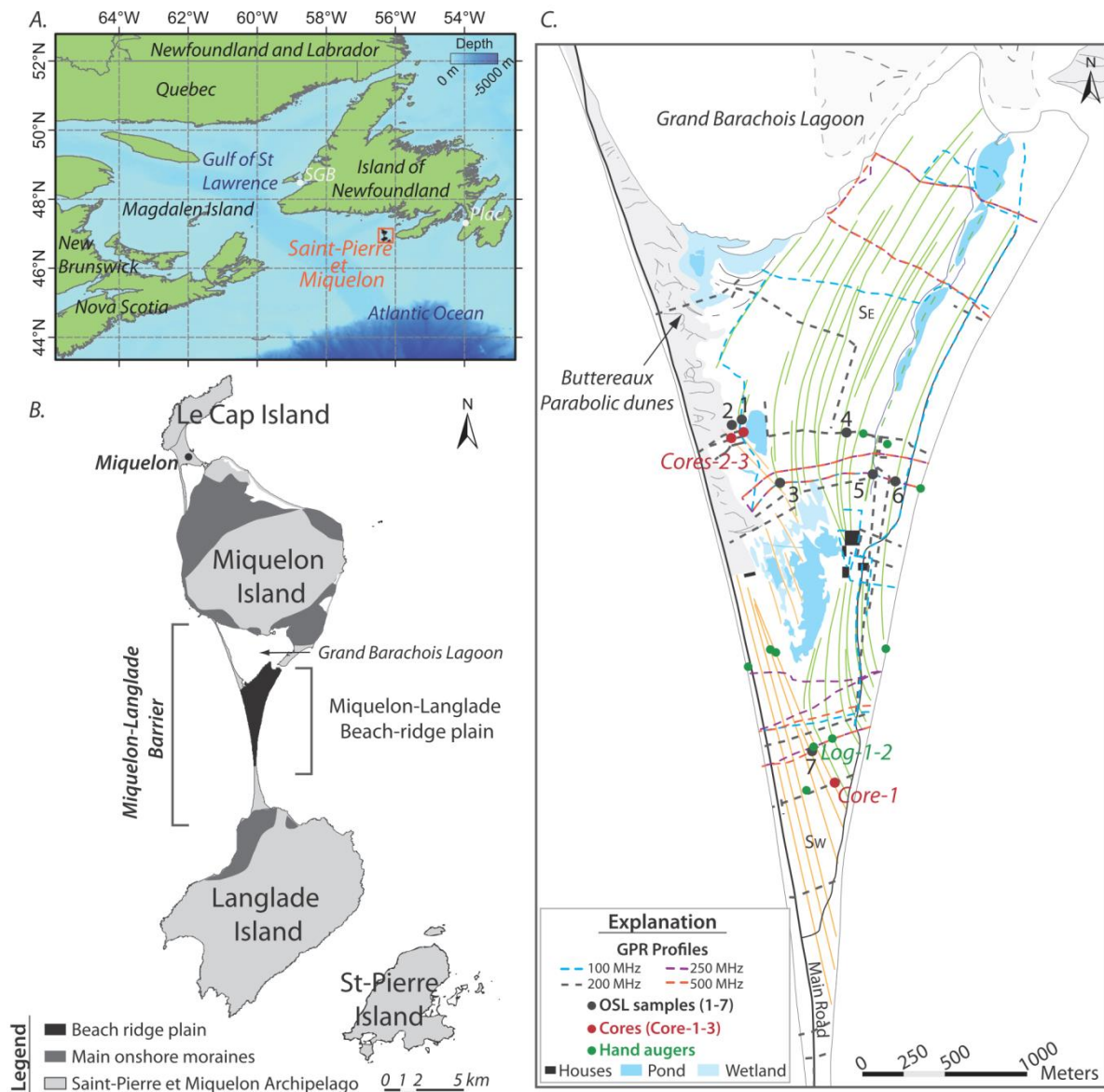


Figure IV-1 : Location of the study area. A. Map of the Gulf of Saint Lawrence, Atlantic Canada, and the Saint-Pierre-et-Miquelon Archipelago (France). SGB and Plac. are the location of Saint George's Bay and Placentia, respectively. B. Location map of the beach-ridge plain of the Miquelon-Langlade Barrier (black) and the primary onshore moraines (dark gray; based on the mapping of Aubert de la Rüe (1951)) on the archipelago. C. Location map of ground-penetrating radar (GPR) profiles, optically stimulated luminescence (OSL) dating samples (1-7) and sediment cores (cores-1-3). The colors of the dotted lines correspond to the frequency of the GPR antenna used for the given GPR profile. Green and orange lines correspond to the crest of eastward- (S_E) and south-westward- (S_W) prograding beach ridges, respectively.

This paper describes the morphology and formation processes of the mixed sand-and-gravel beach-ridge plain on the Miquelon-Langlade Barrier in the northwest Atlantic Ocean. This system is unique, because of its shape and exposure to the coastal ocean along two opposite sides. This study employed ground-penetrating radar (GPR), sediment coring, Real-Time Kinematic (RTK-GPS) topographic surveys, and optically stimulated luminescence (OSL) dating to study in detail the internal architecture of the plain. **The goal of this study is to provide a model of the internal architecture of the Miquelon-Langlade mixed sand-and-gravel beach-ridge plain and discuss the role and influence of the contrasting wave regimes on beach-ridge formation** (sediment composition, architecture, shape).

IV-2. Study area

The Saint-Pierre-et-Miquelon Archipelago (France) is located in the northwest Atlantic Ocean (Fig. IV-1A), proximal to the Cabot Straight outlet of the Gulf of Saint Lawrence, and < 50 km south of Newfoundland (Canada). The archipelago is composed of three bedrock islands: Miquelon, Langlade and Saint Pierre. The former two are linked by a mixed sand-and-gravel barrier (Fig. IV-1B).

The sediment sources, formation, and evolution of the Miquelon-Langlade Barrier are tied closely to late Pleistocene glaciation of North America. The Laurentide ice sheet covered the Gulf of Saint Lawrence during the last glacial maximum (LGM, 26,500-19,500 BP; Clark et al. (2009)), extending up to 150-200 km southward of Newfoundland. Based on the deglaciation model of Shaw et al. (2006), the region of the Saint-Pierre-et-Miquelon Archipelago would have been ice-free between 13,000 and 12,000 BP. Four subsequent periods of relative sea-level (RSL) change are defined in southwest Newfoundland, at Saint George's Bay (Figs. IV-1A, IV-2): 1) a period of rapid crustal rebound and falling RSL (+40 to -25 m, ca. 13,700-10,500 BP); 2) a period of RSL stability (approximately -25 m; 10,500-8000 BP); 3) a period of relatively rapid (ca. +4.5 mm/yr) RSL rise (-25 to -3 m, 8000-3000 BP), and 4) a state of slow (ca. +1 mm/yr) RSL rise during the 3000 years (e.g., Brookes and Stevens, 1985; Forbes et al., 1993; Forbes and Syvitski, 1994; Shaw et al., 1997; Bell et al., 2003; Daly et al., 2007; Fig. VI-2). During ice sheet retreat, a significant volume of clay, sand, and gravel was deposited on the shelf and along the modern proximal coast in the form of extensive ground moraines (Fig. IV-1B). Coastal processes have eroded and reworked this significant volume of sediment, forming several sand and gravel barriers around the archipelago as RSL neared its modern elevation.

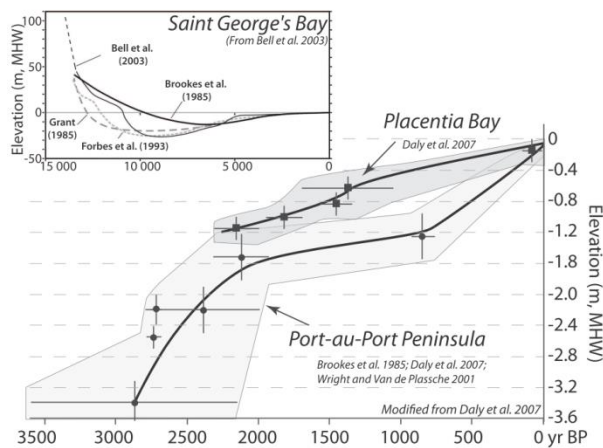
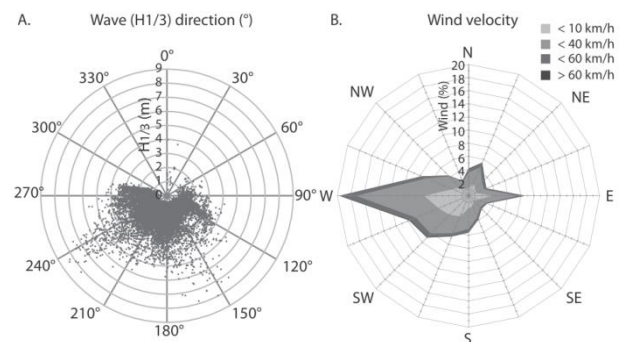


Figure IV-2 : Sea-level curves (mean high water (MHW) in meter) proposed for south Newfoundland at Saint George's Bay (inset) since 15 000 BP (Brookes and Stevens, 1985; Forbes et al., 1993; Bell et al., 2003), and for Placentia Bay (Daly et al., 2007) and Port-au-Port Peninsula (Brookes and Stevens, 1985; Wright and Van de Plassche, 2001; Daly et al., 2007) over the last 3000 years.

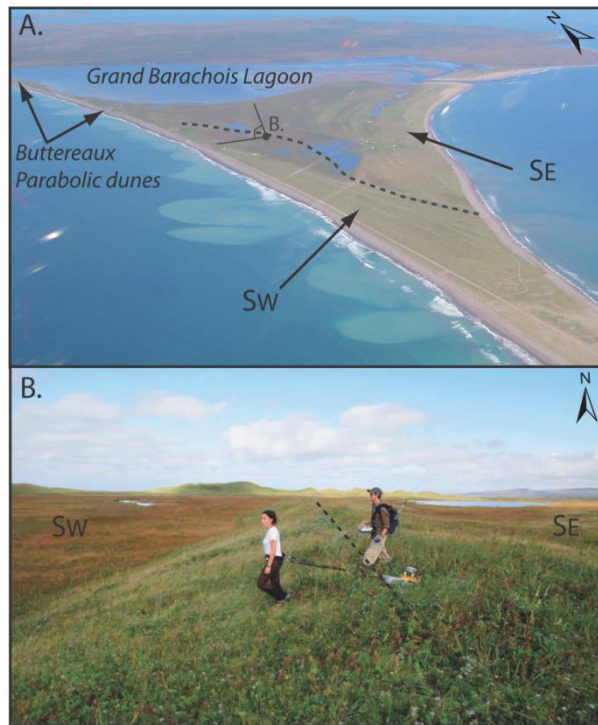
Semi-diurnal tides along the Saint-Pierre-et-Miquelon Archipelago are microtidal with a mean range of 1.4 m. Deep-water mean annual wave height is 1.8 m with a period of 8.3 s, as recorded at a buoy south of Saint-Pierre Island (Fig. IV-3A). The wave regime is dominated by regular, high-energy Atlantic swells from the west to south, with significant wave heights of 4–5 m and a maximum height of 8.4 m. The western shore of the barrier receives the dominant wave energy, whereas the eastern shore is largely protected by nearby Newfoundland and Saint-Pierre Island, which limits fetch. Winds are chiefly from the southwest to northwest (Météo France database from 1998 to 2012, Fig. IV-3B) and peak storm winds can reach 150 km/h.

Figure IV-3 : A. Wave direction versus significant wave height (H1/3 in meters) at a buoy south of Saint-Pierre Island (in 2012). B. Rose diagram of mean daily wind velocity (km/h) at Saint-Pierre Island (Météo France database from 1998 to 2012). →



The Miquelon-Langlade Barrier is a 12-km-long, 50-2500-m-wide, Y-shaped isthmus with a dominant north-south orientation (Fig. IV-1). This barrier is pinned at its northern and southern ends to bedrock exposures. The northern and southern sections of the barrier converge to a narrow central region, formed through the natural closure of a tidal inlet in the late 18th century (Aubert de la Rüe, 1951; Robin, 2007). The northwestern section of the barrier is composed of a narrow (50–200 m wide) and high (up to 15–20 m) parabolic dune system, called “Les Buttereaux” (Figs. IV-1C, IV-4A; Billy et al. (2013)). The northeastern section of the barrier is composed of a sandy, mainland-attached recurved spit that terminates at its southern end at an active tidal inlet. This inlet connects the coastal ocean to the 12 km² Grand Barachois Lagoon. The central and southern sections of the barrier consist of a well-developed beach-ridge plain that reaches a maximum elevation of only few meters above mean sea level (amsl), and is fronted by a modern foredune ridge. This study focuses on the central beach-ridge complex (Figs. IV-1C, IV-4).

Figure IV-4 : The Miquelon-Langlade Barrier. A. Aerial photo showing the beach-ridge plain with the eastward (SE) and south-westward (SW) prograding systems (photograph. by N. Robin). The contact between the systems is delineated by the dashed line. B. Field photo during the GPR survey. Data collection is with a 500 MHz Mala GPR antenna on a ridge of the plain (photograph. by T. Vergoz © CNRS Images).



IV-3. Methods

The Miquelon-Langlade beach-ridge system was investigated using several approaches that combined orthophotographs, topographic data, GPR profiles, hand augers, vibracores and OSL dating. Data were acquired during three field campaigns in 2011 and 2012.

IV-3.1. Beach ridges mapping and topography

Beach-ridge crests and orientations were mapped using 2005 orthophotographs (Institut Géographique National © IGN 2005), ground-truthed with field observations. These orthophotos cover the entire Miquelon-Langlade Barrier at a high resolution (1 pixel = 0.25 m²). Beach-ridge sets were differentiated based on visible variations in vegetation and ground cover, including the color (type) of the vegetation, the ground saturation level (identification of wet lowlands), the vegetation cover (sand- vs. vegetation- dominated areas), visible erosion marks, dune crests, etc.

A dense grid of topographic data was surveyed across and along the beach-ridge plain of the barrier using a Magellan-Ashtech RTK-GPS. Data were collected at 1 m intervals along each profile with 5 cm vertical and horizontal precision in the planar projection UTM Zone 21N. All vertical data refer to the mean sea-level (msl), which for this archipelago is 1.26 m above lowest low water. Digital elevation models (DEMs) were created in ArcGIS v.9.3 from both topographic data and orthophoto mapping (pond area, crest locations, etc.) through natural-neighbor interpolation and a square elementary cell of 5 m sides (Fig. IV-5A). Topographic profiles and DEMs were used to identify

variations in height, amplitude, and wavelength of beach ridges across the plain and to confirm the orthophoto-based delineation of beach-ridge sets (Fig. IV-5, Table IV-1).

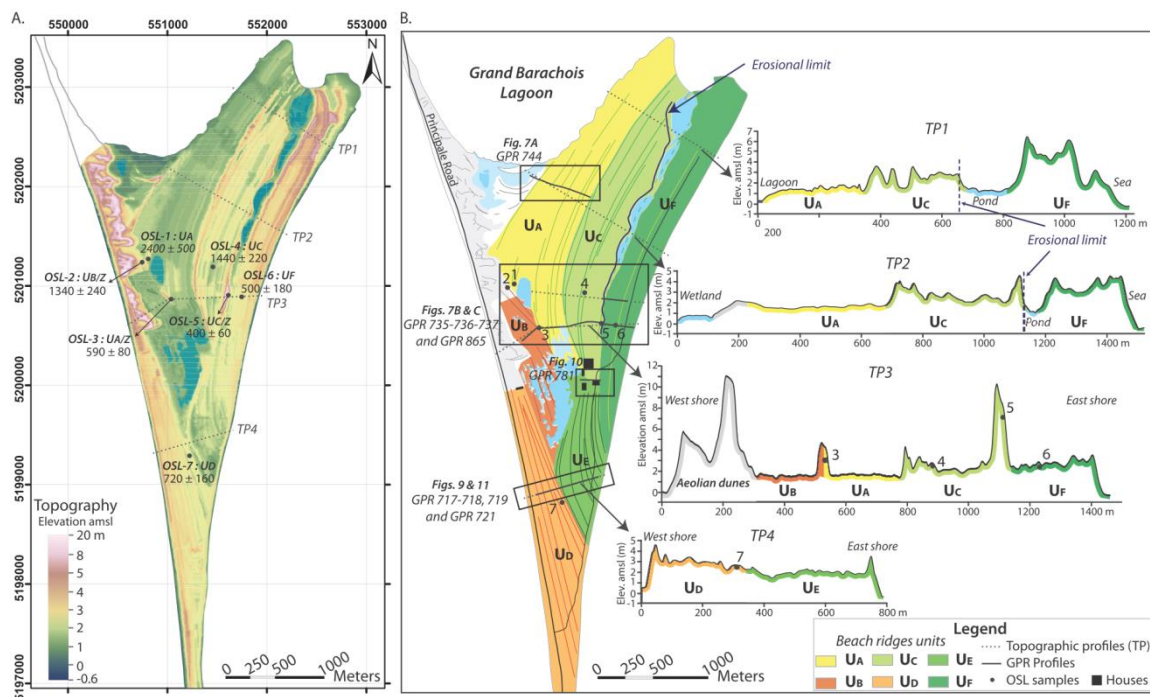


Figure IV-5 : A. Digital elevation model of the Miquelon-Langlade Barrier, projected in planar projection UTM Zone 21N, with location and ages of OSL samples noted. B. Delineation of beach-ridge sets (UA to UF) and shore-normal topographic profiles across ridge sets. Dashed lines represent the location of the representative topographic profiles given to the right. Gray lines indicate locations of GPR profiles given in Figs. 7, 9, 10 and 11. Elevation is given in meter above mean sea-level (amsl).

Table IV-1 : Synthesis of beach-ridge features, radar and sedimentary characteristics for the eastward (SE) and south-westward (SW) progradational systems.

System, Unit	Area (km ²)	Number of ridges	Distance between individual ridges (m)	Ridge elevation (m, amsl)	Amplitude of swale-ridge (m)	Dip-angle of GPR reflections (°)	Thickness (m) of beach-ridge units	Nature of overlying sediments (U ₂)	
S ₀ Concave	U _A	1.3	12	35 – 45 m	0.95 – 2.30	- ≤ 1 m	3.3 – 3.9°	4.5 – 7 m	Peat (0.5 m thick)
	U _C	1.0	9	35 – 45 m (south) up to 55 m (north)	1.5 – 5.0 & one up to 10.5	- ≤ 1.5 m; head members ≥ 2 m	3.0 – 3.9°	6.0 – 7.5 m	Sand (Ø 0.2mm; cm to m thick)
	U _E	0.4	9	35 – 45 m	0.95 – 3.0	- ≤ 1 m	2.3 – 3.3°	At least 4.5 m	
	U _F	1.1	6	From 20 m (south) to 50 m (north)	2.0 – 7.3	- ≤ 1.5 m	3.0 – 3.9°	4.5 – 6.0 m	
S _w Linear	U _B	0.3	~ 10	30 – 35 m	1.0 – 1.8	- ≤ 1 m	3.9 – 4.7°	4.5 – 5.8 m	Peat (1.0 – 1.5 m thick) OR Cover by sand: <i>Buttereaux Dunes</i> (Ø 0.2 mm)
	U _D	0.8	8	From 25 (north) to 50 m (south)	1.7 – 4.6	- ≤ 1.5 m	3.6 – 4.3°	5.5 – 6.0 m	Pebbles + thin modern soil

IV-3.2. Ground-Penetrating Radar (GPR) profiles

GPR data were acquired using a GSSI SIR-2000 system (Geophysical Survey Systems Inc.) with a 200 MHz antenna and a Mala ProEX with three antennae with center frequencies of 100 MHz, 250 MHz and 500 MHz. GPR technology is based on the propagation and reflection of transmitted

electromagnetic pulses (Neal, 2004). GPR data were collected with both a survey wheel and RTK-GPS to geo-locate and record the topographic surface, providing for geo-positioning at centimeter-scale accuracy in three dimensions. A total of 44 km of GPR data were collected along shore-parallel and shore-normal transects (Fig. IV-1C). The detailed architecture of the beach-ridge complex was determined using four antennas with different resolutions and depths of penetration (100 MHz antenna: signal loss between 9 and 12 m depth, 0.15 m resolution; 200 MHz antenna: 6–8 m depth, 0.1 m resolution; 250 MHz antenna: 4–6 m depth, 0.06 m resolution; 500 MHz antenna: 2–2.5 m depth, 0.03 m resolution). A constant radar velocity of 0.06 m/ns for saturated sand and gravel is used for the time-depth conversion, after Neal and Roberts (2000) and Neal (2004). The existence of a thick freshwater lens along large parts of the barrier provided for excellent radar penetration to near the limit of capability of the lowest-frequency antenna. GPR data were processed (time-zero drift, background removal, band-pass filtering, amplitude correction) and time-depth converted using RadExplorer v.1.4, and digitally topographically corrected using RTK-GPS data. GPR profiles were interpreted following the principles of radar stratigraphy (Fig. IV-6) detailed in Neal (2004).

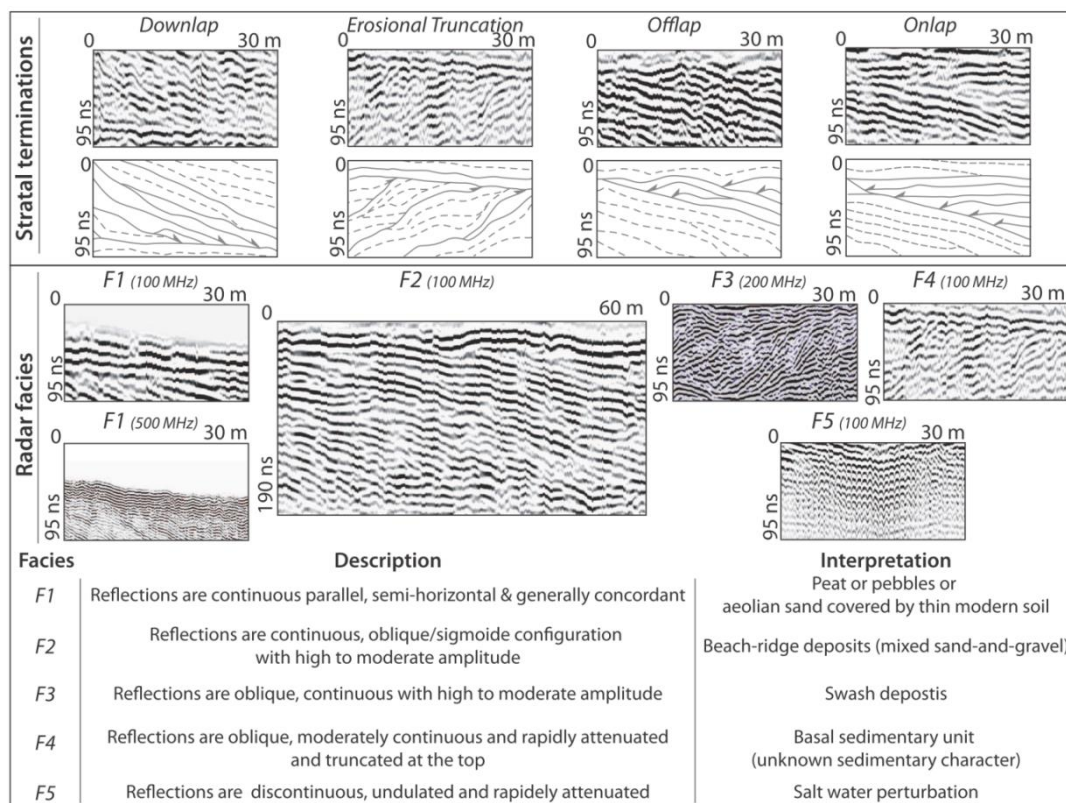


Figure IV-6 : Stratal terminations and radar facies (reflectors pattern, description and interpretation) within the Miquelon-Langlade beach-ridge plain (25 ns = 1.5 m depth).

IV-3.3. Optically Stimulated Luminescence (OSL) dating

Optically stimulated luminescence is used to estimate the amount of time elapsed since sand sediments were last exposed to the light. This time corresponds to the burial time, thereby allowing for inference of the sediment deposition age. Seven sediment samples were collected for OSL dating from the primary beach ridges (Figs. IV-1C, IV-5A; OSL-1 to OSL-7) and either proximal to, or along, GPR profiles. Samples were collected by inserting opaque PVC tubes (20 cm long, 5 cm diameter) horizontally into the ridges, 0.3–0.6 m below the modern soil horizons. The ends of each tube were capped and taped to prevent light penetration. Samples were analyzed at the Victoria University of Wellington (New Zealand) under subdued red light to avoid any depletion of the natural OSL signal. Quartz separates were prepared by treating 125–200 μm diameter grains with 10% HCl, 10% H_2O_2 , 48% HF for 45 min, and subsequent density separation with a lithium heteropolytungstate solution (density 2.75 g/cm^3 and 2.62 g/cm^3). Quartz aliquots were prepared on stainless steel discs (1 cm diameter) using silicon oil. OSL measurements were carried out with an automated Risø TL-DA reader equipped with an array of blue (470 nm) light-emitting diodes (LEDs). Detection of ultraviolet (UV) emissions was made using a bialkali EMI 9235QA photomultiplier tube fitted with a 7 mm thick Hoya U-340 filter. Samples were irradiated with $^{90}\text{Sr}/^{90}\text{Y}$ beta source. The Single-Aliquot Regenerative-Dose procedure was applied as described by Murray and Wintle (2000) and Wintle and Murray (2006). Preheat and cut heat temperature was 240°C for 10 seconds. The equivalent dose of each sample was calculated as the arithmetic mean of 24 quartz aliquots. The concentrations of ^{238}U , ^{232}Th and ^{40}K used for dose rate estimation were determined by gamma-spectrometry. The cosmic dose rate was calculated as described by Prescott and Hutton (1994). The concentration of natural radionuclide (U, Th and K), equivalent doses (D_e), dose-rates and OSL ages are listed in Table IV-2.

Table IV-2 : Results of optically stimulated luminescence (OSL) dating of sediment samples from the Miquelon-Langlade Barrier: concentration of natural radionuclides (U, Th and K), equivalent doses (D_e), dose-rates and OSL ages (in bold).

Code	Unit	^{238}U (ppm)	^{232}Th (ppm)	^{40}K (%)	D_e (Gy)	Dose Rate (Gy/ka)	Depth (m)	Luminescence Age (a)
OSL-1	U _A	1.44 ± 0.12	5.51 ± 0.07	1.33 ± 0.03	4.72 ± 3.37	1.98 ± 0.09	0.30	2400 ± 500
OSL-2	U _{B/Z}	1.41 ± 0.16	4.86 ± 0.07	1.37 ± 0.03	2.55 ± 1.08	1.91 ± 0.08	0.30	1340 ± 240
OSL-3	U _{A/Z}	1.02 ± 0.13	4.92 ± 0.07	1.45 ± 0.03	1.23 ± 0.16	2.10 ± 0.07	0.53	590 ± 80
OSL-4	U _C	1.16 ± 0.15	4.99 ± 0.07	1.35 ± 0.03	2.61 ± 0.97	1.81 ± 0.09	0.40	1440 ± 220
OSL-5	U _{C/Z}	1.54 ± 0.16	4.95 ± 0.08	1.39 ± 0.03	0.84 ± 0.12	2.12 ± 0.07	0.50	400 ± 60
OSL-6	U _F	1.10 ± 0.21	5.58 ± 0.10	1.40 ± 0.03	1.08 ± 0.39	2.14 ± 0.07	0.37	500 ± 180
OSL-7	U _D	1.23 ± 0.12	5.88 ± 0.08	1.44 ± 0.03	1.67 ± 0.36	2.33 ± 0.06	0.43	720 ± 160

IV-3.4. Cores, augers and sediment samples

Sediment sampling was carried out using three 1–2 m-long vibracores (Fig. IV-1C), 10 hand augers and surface samples. Cores and augers added information about the internal sedimentary

composition and the stratigraphy of the top of beach ridges. Coring of the beach ridges was problematic, because of the mixed sand-gravel nature of the sediment, in which cobbles prohibited deep penetration. All sediment samples were dry sieved using a nested sieve column that ranged from gravel size (10 mm) to coarse silt (50 μm), and sediment statistics were determined (modes, asymmetry, spatial distribution).

IV-4. Results

IV-4.1. Beach-ridge morphology

Topographic profiles, DEM, and orthophoto-based beach-ridge mapping allowed for differentiation of two distinct, opposing beach-ridge systems (Figs. IV-1, IV-4). Together these consist of six major beach-ridge sets (U_A – U_F , Fig. IV-5): four ridge sets with concave shapes define the eastward-prograding system (S_E), and two ridge sets with linear shapes define the south-westward-prograding system (S_W).

IV-4-1.a. The eastward-prograding system (S_E)

The eastward-prograding beach-ridge system (S_E) is the more extensive of the two, with an area of 3.8 km². It is subdivided into four sets: U_A , U_C , U_E and U_F (Fig. IV-5B, Table IV-1).

U_A is the westernmost beach-ridge set of S_E and is delineated on its northwest side by the Grand Barachois Lagoon and the aeolian Buttereaux parabolic dunes, and on its southwest side by the boundary with U_B . Set U_A is 2.5–3.4 km long, 200–600 m wide and covers an area of 1.3 km². This set is composed of 12 individual beach ridges and is characterized by a low elevations (0.95–2.30 m amsl) and similar amplitudes ($\leq 1\text{m}$) of ridges in the ridge-and-swale topography (Fig. IV-5, Table IV-1).

U_C continues the trend of U_A ; the boundary between these sets is given by a large ridge reaching 4–5 m amsl. U_C is 3.1–2.7 km long, 200–450 m wide and it covers an area of 1 km². This set is composed of nine individual beach ridges and is characterized by higher elevation (1.5–5.0 m amsl) and beach ridges with greater amplitudes (up to 1.5 m) than U_A (Fig. IV-5, Table IV-1). U_C is interrupted seaward by a rapid decrease in elevation of 1.5 m average height; this alongshore boundary is undulating in planform and intersects beach ridges at an oblique angle (Fig. IV-5). This intersection is visible along 2.2 km of the boundary. Further south along this boundary is a very prominent ridge that reaches a maximum elevation of 10.6 m amsl and is the highest ridge in the plain (Figs. IV-5, IV-7B).

Ridge set U_E is located south of U_C . Both sets emanate from the same approximate region of the plain. The western boundary of U_E is marked by either a large pond or by the boundary with U_D . Ridge set U_E is 0.7–1.4 km long, 200–430 m wide and covers an area of 0.4 km². This set contains nine concave beach ridges with eastern terminations that intersect the modern shore at an angle of 40° (Fig. IV-5). U_E is characterized by a large crest (up to 3 m amsl) that abuts the pond to the west, and an adjacent low elevation area (0.95 m amsl) to the south, proximal to the shore.

U_F is the easternmost beach-ridge set of system S_E . U_C and U_F are separated by four semicircular ponds; the northernmost of these ponds is connected to the Grand Barachois Lagoon. U_F is 3.4 km long, 200–250 m wide and covers an area of 1.1 km². It is bounded at its northern end by the modern inlet connecting the Grand Barachois Lagoon to the coastal ocean. The overall elevation of this ridge set (2.0–7.3 m amsl) is higher compared to other ridge sets of S_E and increases in height to the north (Fig. IV-5). U_F contains six beach ridges and it is bounded on its seaward side by the present active foredune ridge and berm (Fig. IV-8).

The elevation and height of beach ridges increase seaward along a shore-normal transect across U_A , U_C and U_F (Fig. IV-5B). Ridge sets are generally separated by high ridges and/or by erosional scarps. Beach-ridge crests of U_A are moderately evenly spaced (35–45 m; Table IV-1). Ridge crest spacing is highly variable (up to more than double) and increases northward within units U_C (35–55 m) and U_F (20–50 m), and southward within unit U_E (35–45 m).

IV-4-1.b. The south-westward prograding system (S_W)

The south-westward prograding beach-ridge system (S_W) covers an area of 1.1 km², and is subdivided into two sets, U_B and U_D (Fig. IV-5B, Table IV-1). Northward, U_B and U_D are covered by the *Buttereaux* aeolian parabolic dune system (Figs. IV-1, IV-5).

Ridge set U_B has no connection with the lagoon or current shoreline. U_B is bounded in its eastern side by ridge set U_A . These two sets converge at the southern end of U_B at an angle of 32°, forming a V-shaped junction in planform. U_B measures 0.8–1.3 km long, 200–360 m wide and covers an area of 0.3 km². It is characterized by low, relatively flat topography, reaching no more than 1.0–1.8 m amsl (Fig. IV-5). Individual ridges are less pronounced than ridge sets elsewhere in the plain, but 10 individual beach ridges have been identified, with a spacing of 30–35 m.

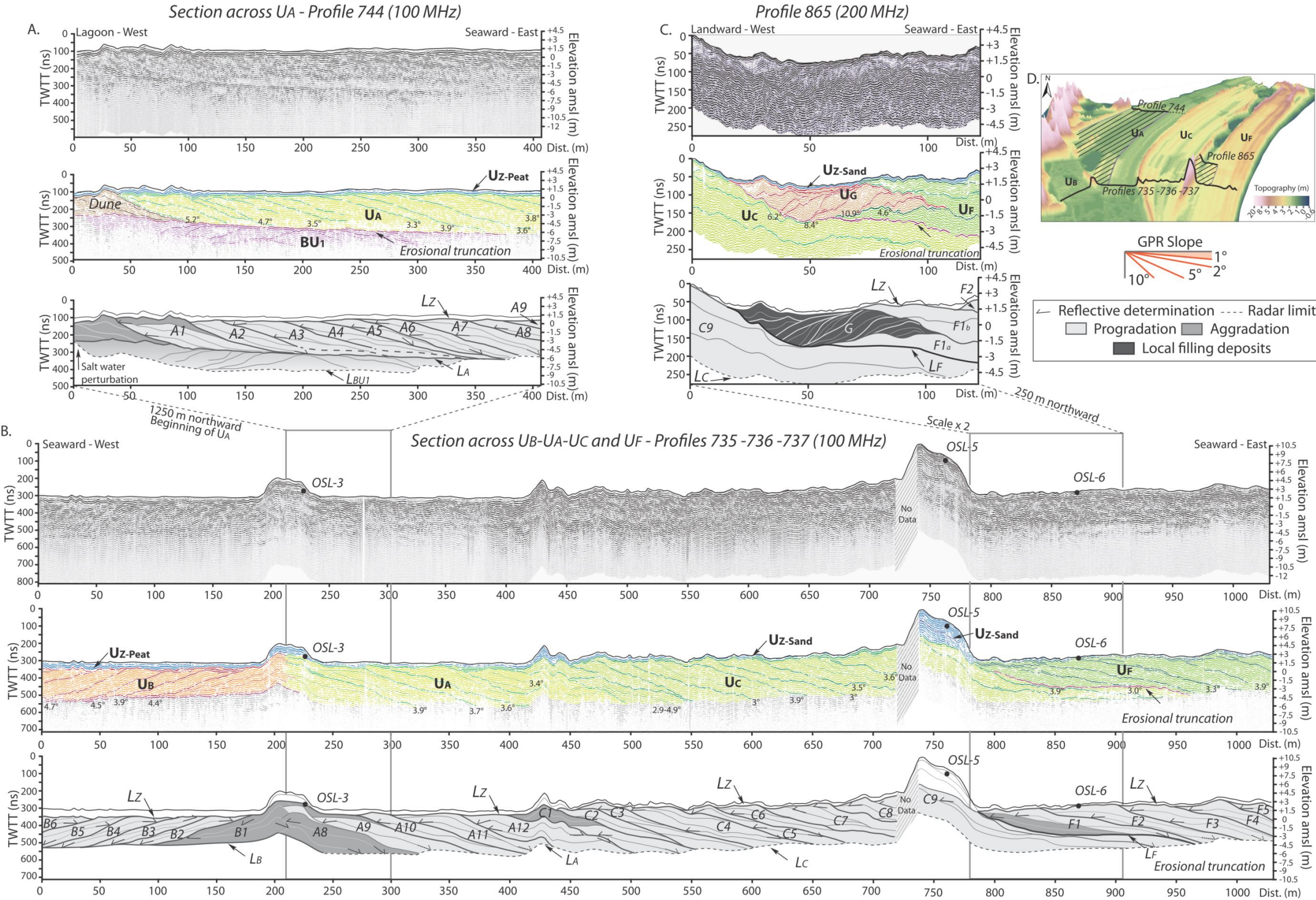


Figure IV-7 : Section across UB-UA-UC-UF showing profiles (A.) 744, (B.) 735-736-737 and (C.) 865 acquired with the 100 MHz and the 200 MHz frequency GPR antennae. GPR data are given in nanosecond (ns) two-way travel time (TWTT) and elevations are with reference to msl. Processed (top), reflection-traced (middle) and interpreted (bottom) versions of the profiles are shown. Interpreted profiles indicate the aggradational and progradational patterns. Crests of each beach ridge, reflective terminations, names of units and sub-units are identified. D. 3D topographic DEM with the location of each profile.

U_D is the westernmost beach-ridge set of S_W . It terminates on its seaward (western) side at the current shoreline and active berm. The boundary between U_B and U_D (Fig. IV-5A) is defined by a sharp increase in elevation of more than 2 m. U_D and U_E are connected by a junction of parallel beach ridges. U_D is 1.8–3.0 km long, 200–450 m wide, and covers an area of 0.8 km². The ridges are characterized by an increase in elevation from 1.7 to 4.6 m amsl in a seaward direction and well-developed ridge-swale rhythmicity (up to 1.5 m in amplitude, Table IV-1). Eight linear beach ridges define this set, converging to the north at an attachment point (Fig. IV-5B). Paleo-shoreline orientations are south-southwestward facing, ranging from 154 to 167 compass degrees (Fig. IV-9D), respectively for the 1st (easternmost) to the last (the westernmost) ridge crest. Ridge spacing increases southward from 25 to 50 m.

IV-4.2. Stratigraphic framework

GPR profiles were used to determine the internal architecture of the various components of the beach-ridge plain (Figs. IV-6 - IV-11). Radar units are defined by discontinuities (strong reflection surfaces), named L_A – L_G and L_Z , and correspond to the lower boundary of units. Stratal terminations and radar facies (reflection patterns, descriptions and interpretations) that characterize the Miquelon-Langlade beach-ridge plain are summarized in Fig. IV-6. Three groups of stratigraphic units are distinguished (Figs. IV-7, IV-9 and IV-10): 1) basal units (BU_1 to BU_3); 2) a series of 3–7.5 m thick beach-ridge units (U_A to U_F , and locally unit U_G); and 3) an overlying aeolian sand unit (U_{Z-Sand}) or peat deposits (U_{Z-Peat}). Basal units and/or reflection surfaces are not observed on all GPR profiles, because of shallow radar penetration (high signal-to-noise ratio) or attenuation of the radar signal by saltwater.

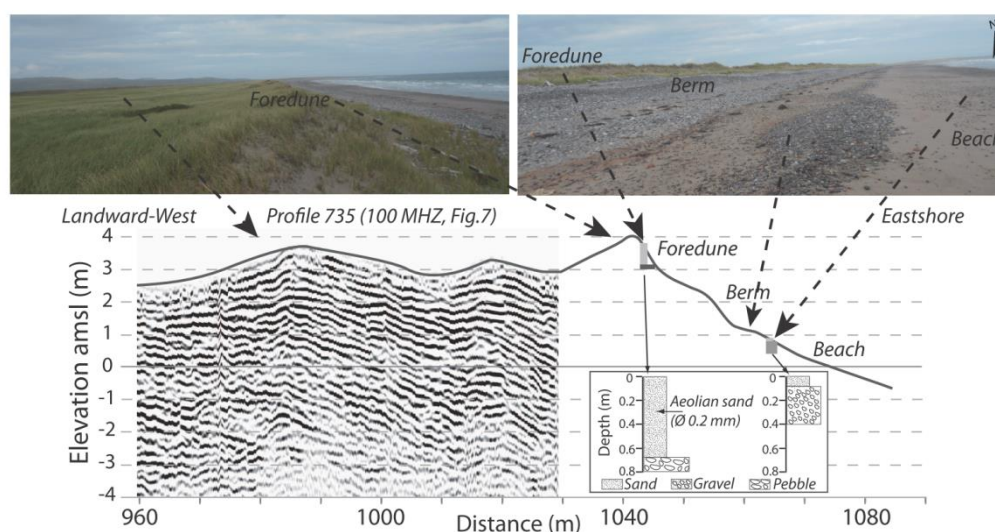


Figure IV-8 : Section in the seaward extension of U_F (GPR Profile 735, 100 MHz antenna, Fig. IV-7) showing the modern mixed sand and pebble beachface and berm. The nature of the modern beach is illustrated by photographs, topographic data and augers. Elevations are with reference to msl.

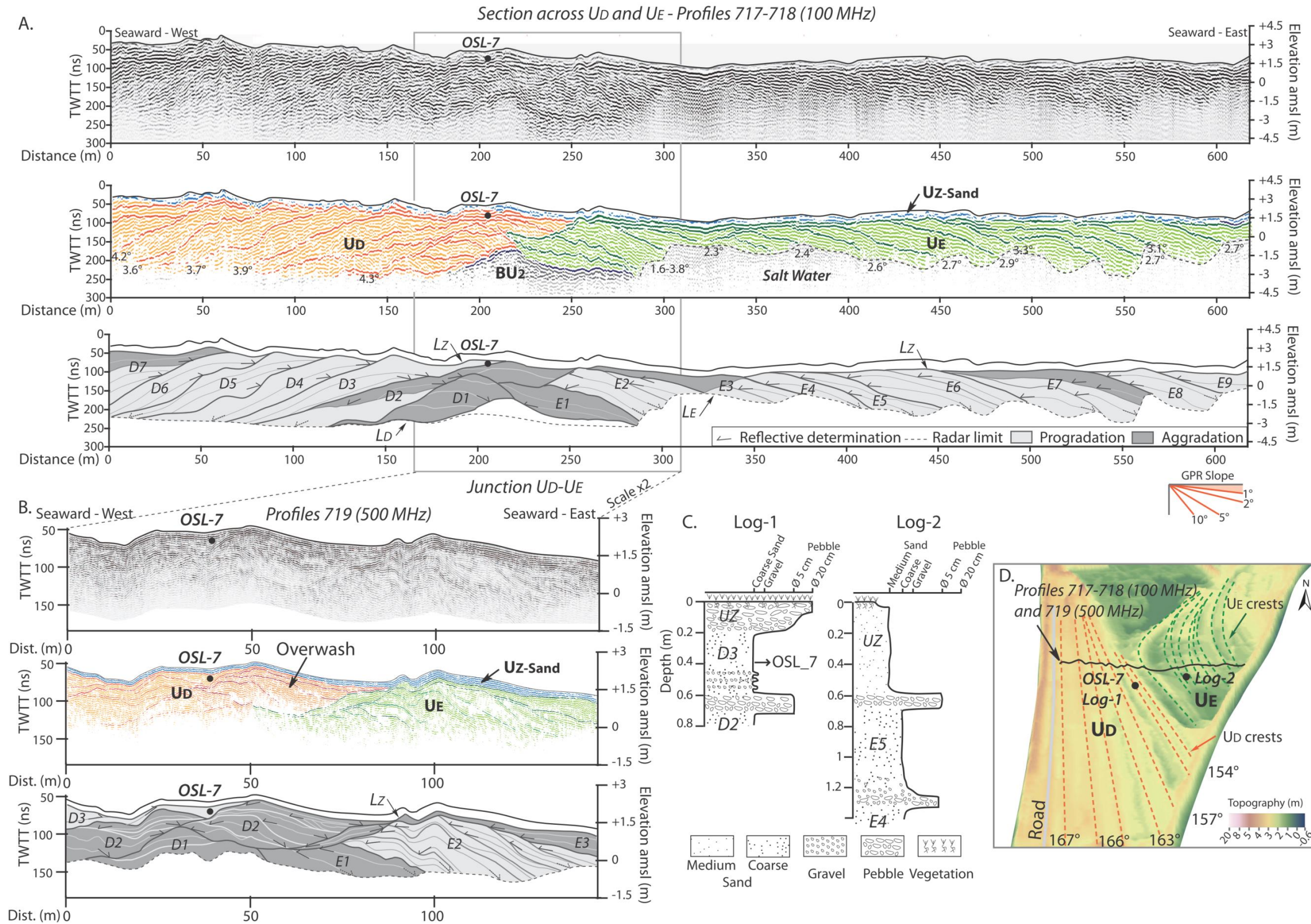


Figure IV-9 : Section across UD-UE showing profiles (A.) 717-718 and (B.) 719 respectively acquired with 100- and 500-MHz frequency GPR antennae. GPR data are given in nanosecond (ns) two-way travel time (TWTT) and elevations are with reference to msl. Processed (top), reflection-traced (middle) and interpreted (bottom) versions of the profiles are shown. Interpreted profiles indicate the aggradational and progradational patterns. Beach-ridge crests, reflective terminations, and names of units and sub-units are each identified. C. Log of auger cores collected into units UD (0.8 m depth, on OSL-7) and UE (1.4 m depth). D. Three-dimensional topographic DEM with the location of profiles and augers, and the demarcation of beach ridges crests.

IV-4-2.a. Basal units (BU₁-BU₃)

A basal stratigraphic unit is observed in GPR profiles (Figs. 6, 7, 9 and 10) in three distinct areas. No physical connection could be established between these units in its three locations. It is therefore treated as three different units, BU₁, BU₂ and BU₃. Radar signals were attenuated rapidly in these units and did not penetrate to their lower boundaries. Basal units are not sampled or cored, thus the sedimentary nature of these units cannot be determined.

A 350-m long section of basal radar unit BU₁ is visible along the northeast part of the ridge plain (Fig. IV-7A). Here it is 2.5–3 m thick from its upper boundary to the radar limit. BU₁ has moderately continuous to discontinuous, sigmoid-oblique-shaped internal reflections with moderate signal intensity (Facies F4 in Fig. IV-6). Internal reflections in this unit dip in opposite directions: westward at 3–3.6° along 200 m of this profile and eastward at 3.5° along 150 m of this profile. Its upper boundary (L_A) has a smooth erosional truncation with top-lapping reflections (Figs. IV-6, IV-7A) and dips gently (0.6°) to the east.

Basal radar unit BU₂ is visible along *ca.* 100 m of a GPR profile collected in the central part of the plain (Fig. IV-9A). It is characterized by a chaotic reflection configuration and a rapid attenuation of the radar signal. BU₂ is at least 2 m thick. At its shallowest point (-1 m msl), it forms a subsurface topographic high that serves as the pinning point for the overlying eastward- and westward-dipping beach-ridge units. The upper boundary (L_D to the west; L_E to the east) is continuous and has a strong amplitude signal. Eastward, BU₂ and its upper bounding surface (L_E) are not visible due to saltwater attenuation; to the west its visibility is limited by radar signal attenuation.

Basal radar unit BU₃ is visible locally (*ca.* 100 m wide and 700 m long) where both U_C and U_E originate (Figs. IV-5, IV-10), close to the houses and farms in the central section of the beach-ridge plain (Fig. IV-1.C). This unit is characterized by near-horizontal internal reflections (<1° eastward-dipping) in a cross-shore direction and by northward-dipping internal reflections (up to a 9° dip-angle) observed in shore-parallel transects (Fig. IV-10). It has a smooth, likely erosional, upper boundary (corresponding to L_E; Fig. IV-10). At its shallowest point, the upper bounding surface L_E reaches to -2 m msl.

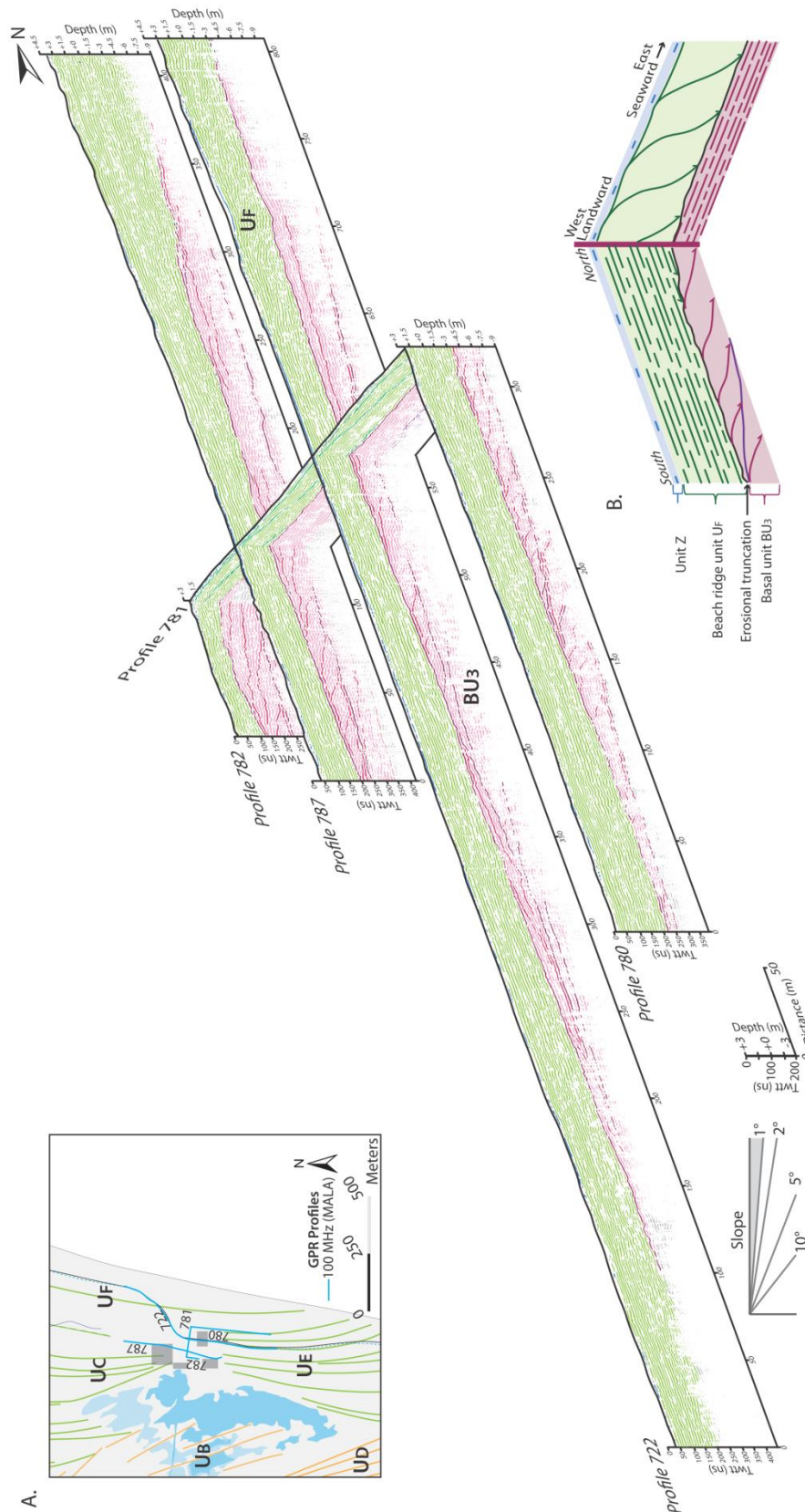
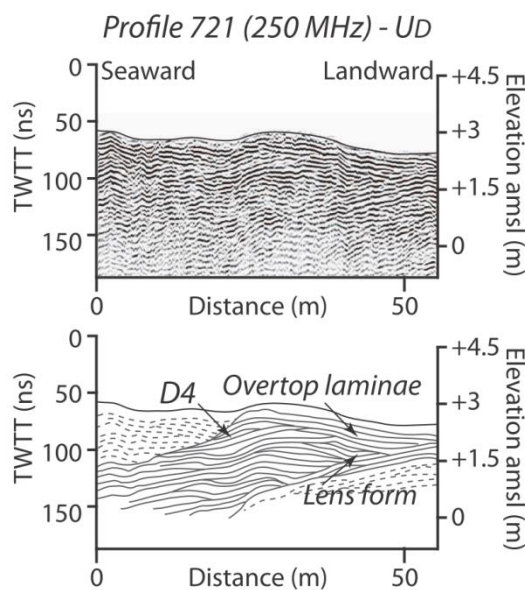


Figure IV-10 : A. Three-dimensional, reflection-traced fence diagram showing the basal unit BU₃, below ridge unit U_F. Diagram derived from profiles 722, 780, 781, 782, and 787, each acquired with a 100 MHz frequency GPR antenna. Profile locations shown in inset. B. Interpreted close-up of GPR profile crossing showing orthogonal true-dips of units U_F and BU₃.

IV-4-2.b. Beach-ridge units (U_A - U_F)

Despite the spatial variability in their subaerial morphologies, radar units U_A through U_F display similarities in facies morphologies and organization (Figs. IV-7, IV-9, IV-11 and IV-12, Table IV-1). These six units can be divided into sub-units corresponding to phases of beach-ridge formation and progradation; for example, unit U_D has been sub-divided into sub-units D1 through D7, respectively, from the landward-most to the seaward-most unit (Fig. IV-9). The radar sub-units of U_A to U_F display sigmoidal configuration, continuous to near-continuous internal reflections with high to moderate amplitude reflections (Fig. IV-11, Facies F2 in Fig. IV-6). Each ridge is identified by the contact between internal reflections by the truncations of seaward-most reflections in contact with offlapping or onlapping reflections (Figs. IV-7, IV-9 and IV-11). A detailed view of the upper part of the wave-built facies (Fig. IV-11) shows this overtopping laminae or lens form. The swales in this system are recognized only by their relatively low elevations; their upper contacts generally correspond with the sediment surface.



← Figure IV-11 : High-resolution image of a single ridge of unit UD (westward prograding unit, profile 721), acquired with a 250 MHz frequency GPR antenna. Processed (top), and interpreted (bottom) versions of the profile are shown.

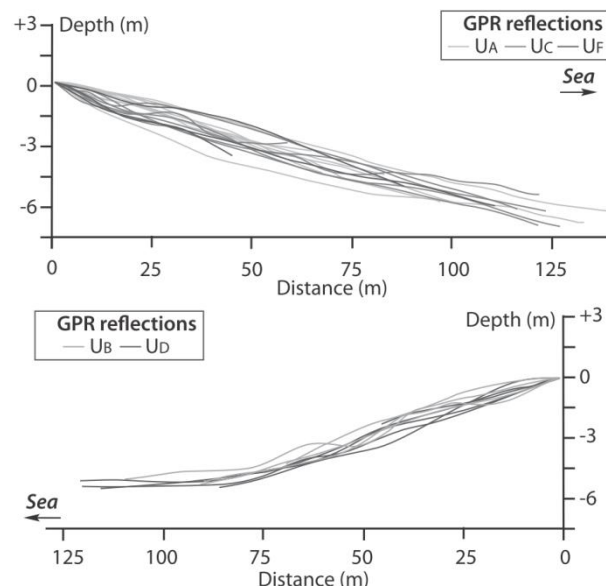


Figure IV-12 : Superposition of GPR main reflections for the eastward (U_A , U_C and U_F) and westward (U_B and U_D) prograding systems. →

Beach-ridge radar units differ in both thickness and seaward dip angle (Table IV-1). True dip angles are $2.3\text{--}3.9^\circ \pm 0.5^\circ$ and $3.6\text{--}4.7^\circ \pm 0.5^\circ$, for S_E and S_W respectively. Bounding surfaces of sub-units within the beach-ridge units are seaward-dipping and are characterized by offlap (dipping

landward at $< 1^\circ$ to 2°) and downlap (seaward) terminations. For example, downlap terminations are recorded along 350 m on the lower boundary L_A , on the entire lower boundary L_B and locally for L_D , L_E and L_F (Figs. IV-7, IV-9). These are not visible elsewhere due to limited radar penetration. Across the plain, the upper boundary L_z increases in elevation from 0 to 3.5 m amsl in a seaward direction. Sediment cores demonstrate that beach-ridge sets are composed of mixed coarse sand and gravel or pebble deposits (Fig. IV-8, Log-1 and Log-2 in Fig. IV-9C and cores in Fig. IV-13). Although the gravel percentage is generally consistent across the plain, sandy sections of the beach ridges are coarser (grain size mode at 0.5 mm) to the south of the plain (U_D) and finer elsewhere (mode = 0.315 mm) (Figs. IV-9C, IV-13). Unlike the overall pattern of seaward progradation of the different sub-units (Figs. IV-7, IV-9), intersections between U_A and U_B (eastward- and westward-dipping units, respectively; Fig. IV-7B) and U_D and U_E (westward- and eastward-dipping units, respectively; Fig. IV-9) correlate with sections of units containing near-horizontal internal reflections. Moreover, the intersection between U_D and U_E shows evidence of synchronous formation of both sub-units D1 and E1 (Fig. IV-9). These are overlain by sub-unit D2, which contains near-horizontal to landward-dipping internal reflections that are especially visible at high (500 MHz) radar frequency (Fig. IV-9B). The intersection between U_C and U_F is evidenced by a strong amplitude signal and continuous reflection (Fig. IV-7B, L_F). Locally, 250 m north of this junction, another unit (U_G) is intercalated between U_C and U_F (Fig. IV-7C, Profile 865). This unit is 80 m wide, 3 m thick and contains only landward-dipping (4.6 – 10.9° dip angle) internal reflections, which is in contrast to all other beach-ridge units.

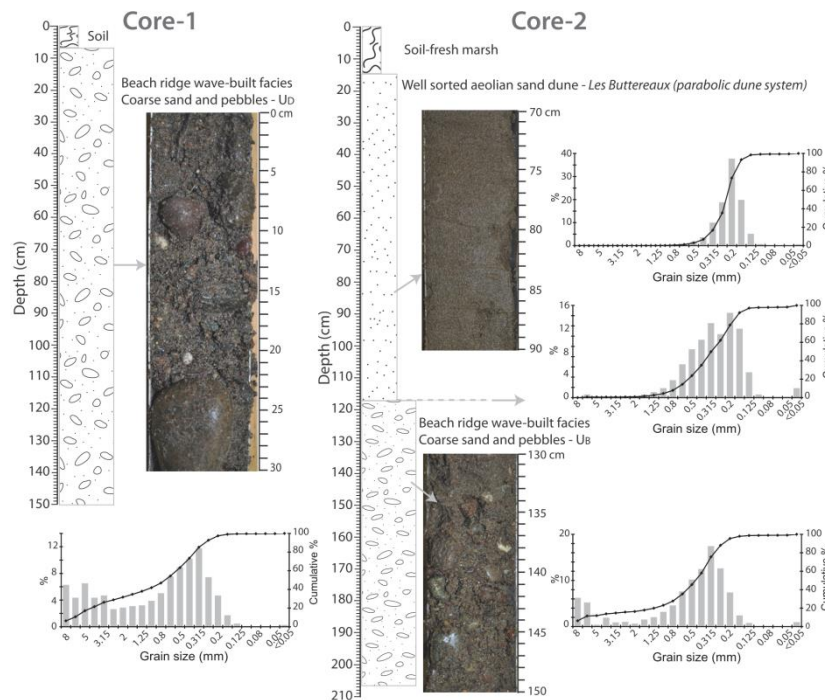


Figure IV-13 : Graphic core log, facies photographs and associated grain-size distributions from Core-1 and -2 (location shown in Fig. 2B). Beach ridges are composed of mixed coarse sand (0.315 mm) and pebble facies. Here, the beach ridges are overtopped with well-sorted sand (0.2 mm) of the Butteaux parabolic dunes (core-2) and/or soil.

IV-4-2.c. Superficial unit ($U_{Z-Peat/Sand}$)

Beach-ridge units are draped by a superficial unit U_Z (Table IV-1). High frequency antennae (200, 250 and 500 MHz) revealed continuous parallel to sub-parallel internal reflections with moderate to high amplitudes (Facies F1 in Fig. IV-6). The composition of U_Z varies spatially, as evidenced by vibracore sediment cores and surficial sampling. This unit can be divided into two categories: peat (U_{Z-Peat}) and sand deposits (U_{Z-Sand}) (Table IV-1). Above U_A and U_B , auger cores indicate that U_Z is formed by peat and dense vegetation (U_{Z-Peat} is 0.5 and 1.0–1.5 m thick, respectively; Fig. IV-7B). Above U_C , U_E , and U_F , U_Z appears primarily as a centimeter- to decimeter-thick layer, composed of unimodal sand (0.2 mm) and covered by thin modern soil. Unique to its occurrence above U_D , unit U_Z is primarily composed of pebbles draping ridges and covered by very thin modern soil. There is no evidence of any peat or sand cap deposits on these ridges (Fig. IV-9C). In sparse locations, unit U_{Z-Sand} forms a set of high, shore-parallel sandy ridges or relict foredunes. For example, at the intersection between U_A and U_B , unit U_Z forms a 2–3-m-high sandy ridge whose geometry mimics that of the underlying V-shaped (in planform) contact. Proximal to the Grand Barachois Lagoon inlet, a set of 4–7 shore-parallel U_Z relict foredunes reach up to ~4.5 m amsl. At its most extreme, a single such relict foredune ridge in the central section of the beach-ridge plain reaches to ~10.5 m amsl (Figs. IV-5, IV-7B).

IV-4.3. Luminescence ages

Seven OSL dates provide limited chronologic control of beach-ridge formation and unit deposition (Table IV-2). Dates range from 2400 ± 500 BP to 400 ± 60 BP. The age distribution throughout the beach-ridge plain is geologically consistent with the progradational pattern evidenced by geomorphological features. The estimated ages decrease to the south (from U_A to U_D for example) and toward the present coastlines (from U_A to U_F for example, Table IV-2 and Fig. IV-5A). Results of OSL dating reveal that the beach-ridge plain has formed following the deceleration in RSL rise (Fig. IV-2, Forbes et al., 1993; in Forbes and Syvitski, 1994; Bell et al., 2003; Daly et al., 2007). Samples collected from the superficial unit U_Z , for three prominent ridges having thick sand deposits, returned ages that are generally younger than those from the corresponding beach-ridge units (Table IV-2), especially OSL-3 at the southern end of $U_{A/Z}$ (Fig. IV-5A). The two other U_Z ages are consistent with progradational pattern, emphasized above.

IV-5. Discussion

IV-5.1. Internal architecture of the plain

IV-5-1.a. Interpretation of stratigraphic units

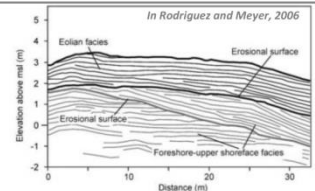
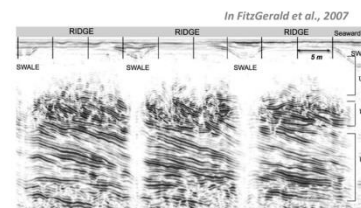
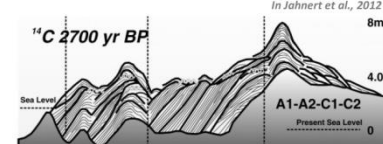
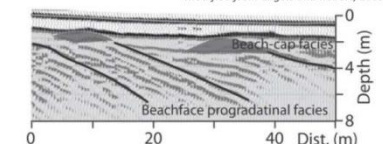
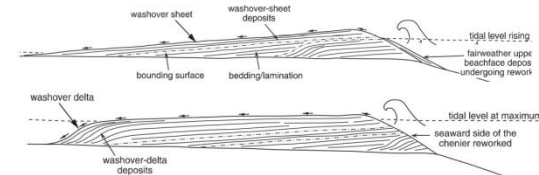
Three sets of stratigraphic units form the framework of the Miquelon-Langlade plain: a basal unit BU₁₋₃, a beach-ridge unit U_{A-G} and a superficial unit U_Z (sand/peat).

Unit BU, visible only in disparate locations along the eastern side of the barrier, shows evidence of having built via eastward (BU₁) or northward (BU₃) progradation. This unit is characterized by a smooth upper boundary (Figs. IV-7A, IV-10), likely formed as an erosional surface at the leading edge of beach-ridge progradation, and could be interpreted as relic shoals. The complex morphology of the beach-ridge sets in the eastern side of the barrier likely reflects intertidal and subtidal basement controls, which initially affected wave refraction patterns and sedimentation trends. Ultimately, topographic highs of the basal unit provided pinning points for beach ridge initiation and their overall distribution controlled the evolution of the beach ridge plain (Figs. IV-7, IV-9 and IV-10).

The beach-ridge complex is composed of a series of sub-units that are each interpreted as periods of continuous progradation of both the S_E- and S_W- progradational systems. Sub-units are contiguous and separated from one another by narrow swales at the surface of the units. Within these units, uniform slopes are observed with depth. As such, units U_A to U_F are interpreted as both foreshore and upper shoreface deposits. These wave-built deposits are thick (up to 7.5 m), but Engels and Roberts (2005) have reported similar thickness (6-8 m) in a sandy-gravel beach-ridge plain in British Colombia (Table IV-3). Three progradational configurations are recognized within the overall beach-ridge system:

- (1) Southeastward progradation (U_A to U_F), interrupted by erosional event(s) which form a distinct erosional surface (for example, the eastern boundary of U_C (Fig. IV-7B) and the L_F discontinuity between U_C and U_F (Fig. IV-7)). This discontinuity can be compared to those described by Brooke et al. (2008) at Keppel Bay in Australia, where erosion is the result of intense storms, high wave run-up, storm surge, and/or coastal setup causing erosion and offshore transport of the sand (e.g., Komar, 1998; Buynevich et al., 2004; Dougherty et al., 2004; Masselink and van Heteren, 2014).

Table IV-3 : Synthesis table of the diversity in beach-ridge systems across the world: sediment composition (sand, mixed, gravel), processes influencing their formation, their internal architecture characteristics and dip-angle internal reflections. N/A: information not available; BR: beach ridge.

Sediment	Location	Processes of beach-ridge formation; wave-built facies	Internal architecture	Dip-angle	Source	Internal architecture
Sandy	Arctic Norwegian coast	• Low wave energy abundance of sand <i>RSL fall</i>	N/A	N/A	Sanjaume and Tolgensbakk, (2009)	 <p>In Rodriguez and Meyer, 2006</p>
	West Africa	• Swash-bar welding <i>RSL fall</i>	N/A	N/A	Anthony (1995; 1999)	
	East Japan	• Fair-weather wave conditions <i>RSL fall</i>	Parallel and seaward dipping laminations	< 2°	Tamura et al (2008)	
	Gulf of Mexico, Alabama USA	• Fair-weather wave conditions Berm accretion <i>RSL rise</i>	Complex sigmoidal-oblique and seaward dipping reflectors	2-2.8°	Rodriguez and Meyer (2006)	
	North Gulf of Mexico, Florida USA (<i>Strandplain ridge</i>)	• Fair-weather wave conditions swash accretion	N/A	N/A	Rink and López (2010)	 <p>In FitzGerald et al., 2007</p>
	New Zealand	• Berm and swash accretion + Overwash <i>RSL fall</i>	Parallel seaward dipping reflectors	~10°	Nichol (2002)	
	Pinheira, Brasil	• Fair-weather wave conditions swash accretion <i>RSL fall</i>	Tangential to sigmoidal reflectors, seaward dipping	3.5-5°	FitzGerald et al., (2007); Hein et al. (2013)	
	NE Australia	• Tropical cyclone: one storm-one ridge	Crest: Horizontally bedded Landward: Washover-facies Seaward: usually structureless	- up to 15° -	Nott and Hayne (2001); Nott et al. (2009); Nott (2014)	
Mixed sand-shell	Shark Bay, W. Australia	• Cyclonic surge, High energetic storm waves, surges and swash; <i>RSL fall</i>	Seaward prograding tabular layer packing	10°-20° (older BR); <10° (younger BR)	Jahnert et al. (2012)	 <p>In Jahnert et al., 2012</p>
Mixed sand-gravel	SW British Colombia, Canada	• Fair-weather wave conditions; swash- accretion; <i>RSL rise</i>	Oblique, parallel reflectors Seaward dipping	5-12°	Engels and Roberts (2005)	 <p>Modified from Engels and Robert, 2005</p>
	Gulf of Almeria, Spain	• wave/swash- accretion; <i>RSL stability with oscillation</i>	Seaward dipping Parallel laminations (trenches)	6-7°	Goy et al. (2003)	
	Anholt Island, Denmark	• storm activity: more than one storm; <i>RSL fall</i>	Seaward dipping, oblique-parallel reflectors and washover deposits	3-10°	Clemmensen and Nielsen, (2010); Bjørnsen et al., (2008)	 <p>In Neal, 2002</p>
	SE England (Chenier)	• High wave energy : overwash processes and beach face deposits	Landward : Washover-sheet (sub-parallel stratification) and -delta (downlapping stratification) deposits Seaward : beach face deposits	up to 4° up to 20° ca. 5°	Neal (2002; 2003)	
Gravel to boulder	Arctic Norwegian coast	• Boulders: only push upward during high energy storms; <i>RSL fall</i>	N/A	N/A	Sanjaume and Tolgensbakk, (2009)	N/A

- (2) Landward-dipping beds observed in local unit U_G . This unit is located where units U_C and U_F become disjoined, due to realignment of the shoreline at the initiation of U_F leaving available space between the two units and enclosing semi-circular ponds northward. In contrast to the rest of the beach-ridge plain, this feature formed through the landward movement of sediment, which occurred early in the developmental history of U_F . This feature could be interpreted either as a landward-migrating shoreface bar (c.f., Lindhorst et al., 2008; Costas and FitzGerald, 2011) or as washover deposits (c.f., Neal et al., 2002, 2003), formed as sediments overtopping U_F early in its progradational, and filling the available accommodation between U_C and U_F .
- (3) A section of horizontal to sub-horizontal, intercalated layers southward of the junction between U_D and U_E , i.e., the contact between S_W and S_E . These are interpreted as overwash deposits from the west coast (Fig. IV-9) emplaced during the initial development of U_D and U_E .

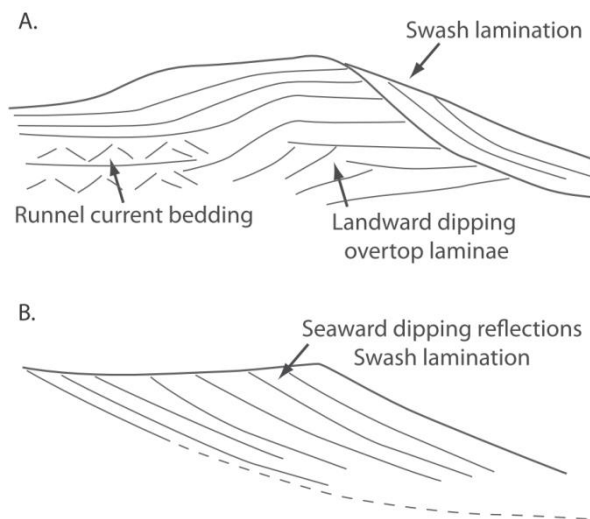
Beach-ridge units (U_A - U_F) are draped by unit U_Z . In some areas, this unit consists of peat deposits (U_{Z-Peat}), reflecting progressive flooding of low-elevation regions of the beach-ridge plain by rising RSL. U_{Z-Peat} overlies low topographic beach ridges (e.g., U_A and U_B), smoothing the topography of the beach-ridge plain. Elsewhere (e.g., overlying U_C and U_F), U_{Z-Sand} dominates. This unit is dominantly relict foredune ridges composed of well-sorted aeolian sand deposits. These features are well-developed within the eastward-prograding system and proximal to the lagoon inlet. This likely reflects to the presence of a proximal sand source along the western shore; this region of the plain also contains the widest and most gently sloping beach in the plain.

IV-5-1.b. Beach ridge internal architecture

A variety of internal architectures have been reported for beach ridges, resulting mainly from differences in wave exposure and sedimentary characteristics (e.g., Psuty, 1965; Hine, 1979; Carter, 1986; Rodriguez and Meyer, 2006; Jahnert et al., 2012). Recent studies using GPR show that the internal architecture of beach ridges is formed primarily by seaward-dipping internal reflections (e.g., Engels and Roberts, 2005; Rodriguez and Meyer, 2006; FitzGerald et al., 2007; Barboza et al., 2009; Jahnert et al., 2012; Hein et al., 2013; Table 3). These are typically similar to the model proposed by Carter (1986) and exhibited in Fig. IV-14B, with parallel-and-seaward dipping reflections, formed through beachface accretion from sediment driven onshore by fair-weather waves. Landward-dipping beds are also common in beach-ridge plains (Fig. IV-14A, Table IV-3) and have been variably attributed to overwash deposits and landward migrating bars.

The Miquelon-Langlade plain has similar gross characteristics to those of other beach-ridge plains throughout the world (Figs. IV-7, IV-9 and IV-11; Table IV-3). However, the overall internal architecture of the mixed, coarse-clastic and pebble beach ridges of Miquelon-Langlade (Fig. IV-15B)

exhibits some important differences compared to those of sandy beach ridges. In most sandy systems built under fair-weather wave conditions, beach ridges are characterized by oblique parallel to low sigmoidal swash laminations/beds (Fig. IV-14B; Table IV-3). Individual beach ridges of the Miquelon-Langlade plain contain seaward and landward sides with very different slope angles: typically, the seaward sides of individual ridges are much steeper (up to *ca.* 5°) and landward sides have gentler slopes (< 1° up to 2°) (Fig. IV-15). Radar profiles (Figs. IV-7, IV-9) reveal that each individual beach ridge within the U_A-U_F packages have sigmoidal configurations, with well-defined sigmoid-shape, seaward-dipping internal reflections, and offlap (landward) and downlap (seaward) terminations (Fig. IV-15B, 100 MHz antenna profile). The superposition of sigmoidal reflections within individual ridges is evidence of both aggrading (thickening) and prograding (widening) phases of



beach-ridge construction. At higher resolution (Figs. IV-11, IV-15C, 250-500 MHz antenna profile), lens-shaped forms and overtopping features can be delineated at the top of ridge. However, the relationship between the sedimentology of these ridges and their internal architectural patterns requires additional sedimentological data and further study.

← Figure IV-14: Examples of internal sedimentary structure of beach ridges with A. landward- and seaward- dipping beds and B. seaward-dipping beds (Modified from Carter (1986)).

Models of the internal architecture of gravel or mixed sand-and-pebble beach ridges are rarely proposed. Some studies have used GPR to investigate mixed sand-and-gravel beach-ridge systems (Neal et al., 2003; Engels and Roberts, 2005; Bjørnsen et al., 2008), but these were not focused on providing architectural models of mixed sediment ridges. FitzGerald et al. (1992) proposed an organization with sigmoidal accretionary wedges, for a succession of alternating sand deposits and gravel-ridges (sand or gravel layers, not mixed) on the Buzzards Bay (Massachusetts, USA). The architecture model proposed for the Miquelon-Langlade sand-and-gravel beach ridge system is quite different from models published for sandy beaches (Fig. IV-14), especially with respect to the well-pronounced sigmoidal-shaped reflectors and the multiple visions at different vertical resolution scales. However, detailed studies of other coarse, mixed-sediment beach-ridge systems will be required to determine the breadth of the model's applicability. Furthermore, most beach-ridge systems were developed during periods of RSL fall (Table IV-3). By contrast, the Miquelon-Langlade beach-ridge plain formed during a period of RSL rise. Thus, an interesting extension of this work

would be to compare coarse-clastic beach ridges formed as a result of forced regression (RSL fall) to those formed by normal regression.

IV-5.2. Processes involved in beach-ridge formation

The models and processes involved in beach-ridge formation have been broadly classified according to sediment composition and wave processes (Tamura, 2012; Table VI-3). Sandy beach-ridge construction is initiated by berm or beachface progradation, which can be related to fair-weather wave conditions (Stapor, 1982; Tanner, 1995; Rodriguez and Meyer, 2006), swash height of constructive waves (Tanner and Stapor, 1971; Tanner, 1995; Nichol, 2002) and/or high-energy wave impacts (Hayne and Chappell, 2001; Nott et al., 2009; Nott, 2014). Gravel beach ridges are influenced by high-energy events; ridge height is directly related to storm-wave swash heights (Carter, 1988; Taylor and Stone, 1996; Sanjaume and Tolgensbakk, 2009). Other modes of formation are attributed to local and multi-decadal sea- or lake-level oscillations associated with changes in swash level (Tanner, 1995; Storms and Kroonenberg, 2007) or swash-bar welding events (Hine, 1979; Anthony, 1995; Nichol, 2002; Anthony, 2009).

Sedimentary and geomorphological characteristics of the Miquelon-Langlade plain suggest that fair-weather waves play the dominant role in beach-ridge formation. Sediment for the development of this system was provided by the erosion and reworking of proximal moraines on the shoreface and coastal zone (Fig. IV-1B) by waves and tides. Constructive waves are the principal mechanism involved in the transport of coarse sediments (coarse sand to pebble) to form beach ridges and their associated seaward-dipping bedding. Unlike storm-built gravel beach ridges that are formed during high-energy events (each ridge attributed to a single storm event; e.g., Nott et al. (2009) or Sanjaume and Tolgensbakk (2009)), there is no evidence linking the elevation of wave-built deposit heights to storm-wave elevations on the Miquelon-Langlade plain. Rather, the architecture and the topography of the beach-ridge plain suggest that formation of wave-built facies reflects both the elevation of msl at the time of formation and the significant wave heights during constructive wave conditions, with the likely superposition of energetic events (Fig. IV-15A). Evidence of modern berm formation (Fig. IV-8) suggests that seaward progradation occurs through the deposition of combined sand and gravel deposits (Fig. IV-15), reflecting the variation of wave-energy conditions over its formation. Here, sand and gravel are deposited simultaneously within a single beach ridge. This model contrasts with that proposed for sand deposition and gravel-ridge construction at Buzzards Bay in southern Massachusetts (USA), in which temporal changes in sediment supply provided for alternating periods of sand and gravel delivery to the beach (FitzGerald et al., 1992).

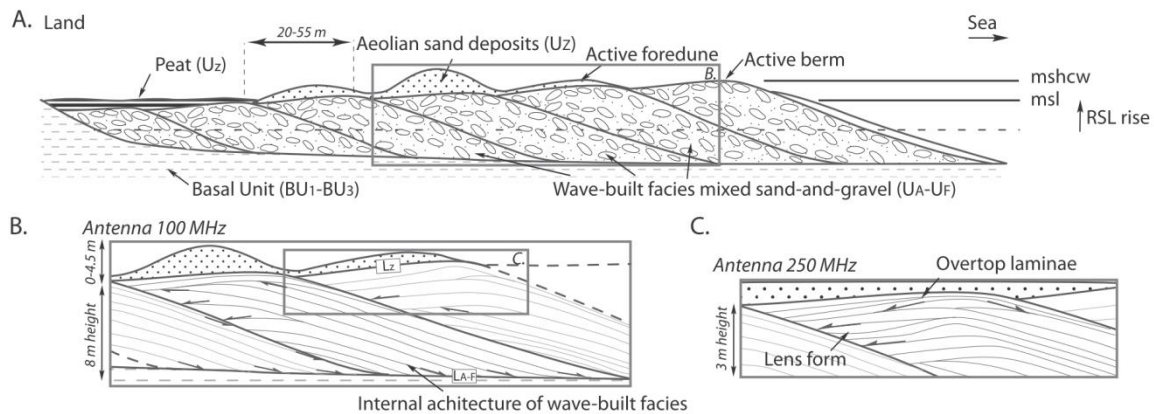


Figure IV-15 : A. Proposed formation scheme of the mixed sand-and-pebble beach ridges of the Miquelon-Langlade beach-ridge plain. (msl: mean sea level; mshcw: maximum swash height of constructive wave). B. Internal architecture pattern for the Miquelon-Langlade plain, derived from detailed subsurface imagery provided by 100 MHz and C. 250 MHz GPR antennae.

On the Miquelon-Langlade plain, wave-built facies can be subsequently covered by an aeolian cap, but the sand cover is highly variable from one ridge to the next, and locally thicker close to the inlet system. Several mechanisms have been proposed to explain the superposition of sandy aeolian dunes/foredunes on gravel beach ridges (e.g., Taylor and Stone, 1996; Nichol, 2002; Orford et al., 2003). Among these, Orford et al. (2003) highlight a situation in which dune formation alternates with gravel ridge development. In this scenario, sand is transported by aeolian processes from the modern beach to the top of previous gravelly beach ridge. Given the characteristics and evidence of the development of the modern beach and berm ridges in the Miquelon-Langlade Barrier (Fig. IV-8), this alternating sediment decoupling mechanism (Orford et al., 2003) appears to be an appropriate way to explain the latest beach-ridge formation. By analogy, this mechanism could be extended to the entire beach-ridge plain. However, ages associated with aeolian sands (Table IV-2) and the sand cover spatial variability, indicate that the decoupling mechanism may be more complicated. Indeed, the size and spacing of these ridges may be related to paleo-climatic variability that may have caused either periods of shoreline stabilization, enhanced sediment fluxes, or remobilization of dune sands (e.g., Guedes et al. (2011)). However, determining the precise mechanisms responsible for these aeolian sand deposits requires further study.

In summary, the following stages of beach-ridge construction for Miquelon-Langlade plain are recognized: (i) landward movement of sand and gravel, likely derived from the erosion of nearby glacial deposits (moraines) and driven onshore by constructive waves; (ii) formation of a sand-and-gravel berm at an elevation determined by msl and swash wave height; (iii) the initiation of new berm building seaward of this first berm (now the first ridge in the set), and separated by a narrow swale ; (iv) accretion of an aeolian sand cap on the previous mixed sand-and-gravel relict ridge; and

(v) stabilization of the foredune by pioneer grasses and eventual soil formation as successive ridges are stranded by the prograding beach-ridge plain.

IV-5.3. Role of wave regime in beach-ridge formation

Beach-ridge formation is influenced by a number of parameters such as RSL variations, physical characteristics (grain size, mineralogy) of available sediments, rates and processes associated with sediment supply, local climate changes and wave regime. Isolating the influence of a single parameter is complex and difficult to achieve. However, the fact that units U_D and U_E (westward- and eastward- prograding units, respectively) show evidence of synchronous initiation of progradation (Fig. IV-9) allows for the assumption that msl, climatic conditions, and shoreface composition were similar along both the east and west coasts of the barrier during the early stages of the beach-ridge progradation. Thus, comparisons between the oldest sections of these eastward- and westward-prograding units allow for investigation and comparison of the influence of wave regime on beach-ridge formation.

IV-5-3.a. Influence of wave regime on beach-ridge architecture

Beach-ridge units U_D and U_E exhibit similar internal architectures, but demonstrate different angles of internal, seaward-dipping reflections. Specifically, the foreshore and upper shoreface slopes of the southern-most sections of beach ridges along the western, exposed coast ($3.6\text{--}4.3^\circ$ for U_D) are steeper than those along the eastern, sheltered coast ($2.3\text{--}3.3^\circ$ for U_E) (Table IV-1, Figs. IV-9, IV-12). Similar contrasting slopes are also noted in more northern and older sections of the plain: the westward-prograding system has slopes of $3.6\text{--}4.7^\circ$, whereas those of the eastward-prograding system dip at $2.3\text{--}3.9^\circ$ (Table IV-1, Fig. IV-12). As these units all share broadly similar sedimentary compositions (alternating coarse-sand and gravel deposits), slope variations ($1 - 2^\circ$ difference) cannot be ascribed to sediment characteristics; more likely, these differences reflect contrasting wave exposures. Furthermore, study of wave propagation, coupled with sediment transport modeling, will be required to investigate the impact of waves (pattern, angle, energy) on each coast, and to explain the different slopes observed.

Angles of internal bedding within individual beach ridges can demonstrate a broad range even across proximal sites with similar geologic and coastal settings (*e.g.*, FitzGerald et al., 2007) (Table 3). Globally, dip angles from beach ridges range anywhere from 1 to 23° for fine sand to gravel (Jol et al., 1996). Generally, beach-face angles tend to increase with increasing grain size (*e.g.*, Komar, 1998; Tamura, 2012; Table VI-3), though any simple relationship is complicated by the dominant wave conditions present at any given site (Table IV-3). However, for systems created with fair-weather wave conditions or swash height of constructive waves, reflection dip-angles (paleo-foreshore

slopes) range from $< 2^\circ$ for beach ridges composed of fine sand (Tamura et al., 2008), up to 3.2° for those dominated by medium to coarse sand (Rodriguez and Meyer, 2006). Steeper slopes of up to $3-10^\circ$, and $5-12^\circ$, respectively, have been reported for mixed sand-and-gravel beach-ridge plains in Denmark (Ahnolt Island) (Bjørnsen et al., 2008; Clemmensen and Nielsen, 2010) and British Columbia (Engels and Roberts, 2005). For the Miquelon-Langlade plain, foreshore / upper-shoreface slopes coincide with those for coarse sand and gravel ridges, but with a lower range than reported elsewhere. Here, the range of slopes (*ca.* $2.5-5^\circ$) is mainly due to beach-ridge sedimentary composition and the variability in wave energy between the exposed and the sheltered coasts. Notably, the paleo-foreshore / upper-shoreface slopes are broadly similar from the oldest to youngest ridges in both the eastward- and westward-prograding systems (Fig. IV-12). This indicates that the constructive wave regime that drove ridge formation was broadly similar over the last 2400 years.

IV-5-3.b. Beach-ridge morphology in plan view

Beach-ridge plains commonly prograde in one major direction, due to the uni-directional open configurations of most coastal systems. Few systems, like the Miquelon-Langlade plain and Anholt Island (Kattegat Sea; Clemmensen and Nielsen, 2010) have two open coasts where beach-ridge systems can grow independently and bi-directionally. In this manner, these systems evolve similarly to tombolos and cusped forelands, though the forcings are different. The plan view form of an individual beach ridge (concave, convex or linear) is the result of wave refraction, mainland and offshore topography, alongshore transport, and shoreline orientation. Several studies have sought to reconstruct past fluctuations in wave climate (ocean swell direction, dominant longshore transport direction), climate change (as frequency of storm activity) or RSL variation to explain changes seen in beach-ridge orientations and truncation patterns (e.g., Dominguez et al., 1992; Goy et al., 2003; Rodriguez and Meyer, 2006; Rink and López, 2010). At Miquelon-Langlade, these various forcings have combined with a bi-directional progradational system to form two beach-ridge systems, each with their own characteristic size and shape (Figs. IV-1, IV-4 and IV-5).

The western shore of the Miquelon-Langlade Barrier is exposed to higher wave energy than the eastern shore (Robin, 2007; Billy et al., 2013). Wave refraction patterns and resulting alongshore sediment transport lead to linear-trending ridges (U_B and U_D). The orientation of these linear beach ridges along this shore shows evidence of shoreline rotation over the last ~800 years (wavelength doubles from the north to the south, Table IV-1 and Fig. IV-5). This rotation appears to have been gradual, (Figs. IV-1C, IV-5), leading to a progressive readjustment of the shoreline position (from southwest to west), toward its modern equilibrium position, and the resulting fan-shape of the

westward-prograding beach-ridge system. A similar pattern and constructional history are seen in the beach-ridge plain of Anholt Island (Bjørnsen et al., 2008; Clemmensen et al., 2012), where the central unit (Level I) migrated continuously (from the NW to the NE) over its period of formation, creating a vast fan-shaped pattern. Beyond simply maintaining the imprints of paleo-shoreline positions or the re-orientation of successive units (e.g., Goy et al., 2003; Rodriguez and Meyer, 2006), these rotating beach-ridge plains record the continuous evolution of the system toward their equilibrium positions.

The eastward-prograding beach-ridge system at Miquelon-Langlade was anchored to a single point, creating the double concave pattern with ridges oriented both southeastward (U_A , U_C) and eastward (U_E) (Fig. IV-5). The absence of evidence of either a reef or islet both offshore (Robin et al., 2013) and within the plain indicates that the pattern of wave refraction and diffraction was caused by a feature that was likely subaqueous during beach-ridge formation, such as basal unit BU_3 (Fig. IV-10). Our methods did not allow for the determination of the sedimentary nature of this basal sedimentary unit. However, its impact on the overlying beach-ridge plain was similar to that expected for a shallow till / bedrock headland or islet: refracting waves and altering the shoreline orientation, thus creating the two sets of concave beach ridges along the eastward-prograding shoreline. The influence of similar topographic controls, typically bedrock, has resulted in morphologically similar concave beach-ridge plains along Lake Michigan in USA (Thompson and Baedke, 1995; Argyilan et al., 2005), Iluka-Woody Bay in Australia (Goodwin et al., 2006), and parts of the Norwegian coast (Sanjaume and Tolgensbakk, 2009), among others. Thus, the Miquelon-Langlade beach-ridge system emphasizes the importance of the inherited topography (BU_{1-3}) on the wave dynamics and resulting beach-ridge organization. However, unlike previous examples, it is not ascribed to offshore bedrock or bedrock headland but to a sedimentary basal unit.

IV-6. Conclusions

The Miquelon-Langlade beach-ridge plain is a well-preserved mixed sand-and-gravel plain. The plain is formed by two distinct, opposing beach-ridge systems which have built along a bi-directionally prograding coast over at least the last *ca.* 2400 yr. A high-resolution, dense grid of ground-penetrating radar records and topographic data provide a three-dimensional view of this beach-ridge plain. Six beach-ridge units comprise the plain and although they exhibit similarities in architectural pattern, they have distinct internal-reflection dip angles, surface topographies (beach-ridge altitude, amplitude and spacing), and plan-shape morphologies (linear and concave).

The detailed investigation of this beach-ridge plain emphasizes four highlights:

First, the beach-ridge plain is situated atop a basal sedimentary unit, which not only provided a platform upon which the plain could prograde, but also modified wave approaches and altered shoreline positions during the period of progradation. This morphology highlights the primarily influence of inherited topography, here ascribed to sedimentary basal unit and not offshore bedrock or headland, on beach-ridge plain development and organization.

Second, individual wave-built beach-ridge deposits can be defined by a gentle landward side and a steep seaward side. They are composed of coarse sand and gravel deposits, and can be as much as 8 m thick, comprising both foreshore and upper shoreface deposits. Their internal sedimentary architecture is defined by well-developed sigmoidal configurations with seaward-dipping internal reflections. At a finer scale, lens features and overtop laminae can be identified at the top of the wave-built ridges. The internal architecture of the mixed sand-and-pebble beach-ridge plain of Miquelon-Langlade has similarities (seaward-dipping reflections) and differences in reflection configurations compared to models reported elsewhere for both sandy and coarse-grained beach ridges. Indeed, in most systems formed under fair-weather wave conditions, beach ridges are characterized by oblique parallel to low sigmoidal swash laminations.

Third, this study demonstrates the effect of differences in wave regime on the internal architecture of beach ridges, due to the bi-directional progradational systems constrained by contrasting wave exposure. Here it was found that those ridges formed along the more exposed westward-facing coast have internal reflectors that are *ca.* 1-2° steeper than those formed along the sheltered eastward-facing coast.

Finally, using these results, a conceptual scheme of beach-ridge plain formation is proposed and based on ridge-by-ridge deposition with (i) sand-and-gravel berm ridge (wave-built facies) deposition influenced by the elevation of mean sea level and the swash height of constructive waves; followed by (ii) accretion of aeolian sand deposits (foredunes) on the previous relict ridge and (iii) colonization by pioneer grasses. Lower beach-ridge units (U_A and U_B) are covered by peat deposits due to progressive flooding of these areas caused by RSL rise, in a later step of formation. On the sheltered coast, wave-built facies (U_C , U_E and U_F) are overlain by aeolian sand deposits, with great spatial variability in thick deposits which might be influenced by paleo-climatic variability.

This study and its internal architectural pattern provide a better understanding of the forces responsible for the planform patterns, coastal progradation and internal architecture of mixed sand-and-pebble beach-ridge systems.

Acknowledgments

The authors would like to thank our EGIML (Etude Globale de l'Isthme de Miquelon-Langlade) Project partners (le Ministère d'état de l'Outre-Mer, le Conseil Territorial de Saint-Pierre-et-Miquelon, la Direction des Territoires, de l'Alimentation et de la Mer, le Conservatoire du littoral). We are grateful to the Coastal Research Group (specifically, J. Donnelly, A. Ashton and R. Sullivan) at the Woods Hole Oceanographic Institution for the use of the Mala GPR and Joel Sparks of Boston University for his assistance with the shipping of coring equipment to Miquelon-Langlade. We would also like to thank Carol Wilson, Samantha Wright and Roger Etcheberry for their field assistance and Olivier Raynald for the intellectual discussions. Gratitude is expressed to the editor J.T Wells and the two anonymous reviewers for their comments and suggestions which have improved the manuscript.

References

- Anthony, E.J.**, 1995. Beach-ridge development and sediment supply: examples from West Africa. *Marine Geology*, 129(1–2), 175-186.
- Anthony, E.J.**, 2009. Shore processes and their palaeoenvironmental applications. *Developments in Marine Geology*, 4.
- Argyilan, E.P., Forman, S.L., Johnston, J.W., Wilcox, D.A.**, 2005. Optically stimulated luminescence dating of late Holocene raised strandplain sequences adjacent to Lakes Michigan and Superior, Upper Peninsula, Michigan, USA. *Quaternary Research*, 63(2), 122-135.
- Aubert de la Rüe, E.**, 1951. Recherche géologiques et minières aux îles de Saint-Pierre et Miquelon, Office de la recherche scientifique outre-mer. Librairie Larose, Paris, pp. 88.
- Barboza, E.G., Dillenburg, S.R., Rosa, M.L., Tomazelli, L.J., Hesp, P.A.**, 2009. Ground-penetrating radar profiles of two Holocene regressive barriers in southern Brazil. *Journal of Coastal Research*, SI 56 (10th International Coastal Symposium, Lisbon, Portugal), 579-583.
- Bell, T., Batterson, M.J., Liverman, D.G.E., Shaw, J.**, 2003. A new late-glacial sea-level record for St. George's Bay, Newfoundland. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 40(8), 1053-1070.
- Billy, J., Robin, N., Certain, R., Hein, C., Berné, S.**, 2013. Barrier shoreline evolution constrained by shoreface sediment reservoir and substrate control: The Miquelon-Langlade Barrier, NW Atlantic. *Journal of Coastal Research*, S.I. n°65 (2), 2089-2094.
- Bjørnsen, M., Clemmensen, L.B., Murray, A., Pedersen, K.**, 2008. New evidence of the Littorina transgressions in the Kattegat: Optically Stimulated Luminescence dating of a beach ridge system on Anholt, Denmark. *Boreas*, 37(1), 157-168.
- Brooke, B., Ryan, D., Pietsch, T., Olley, J., Douglas, G., Packett, R., Radke, L., Flood, P.**, 2008. Influence of climate fluctuations and changes in catchment land use on Late Holocene and modern beach-ridge sedimentation on a tropical macrotidal coast: Keppel Bay, Queensland, Australia. *Marine Geology*, 251(3–4), 195-208.
- Brookes, I.A., Stevens, R.K.**, 1985. Radiocarbon age of rock-boring *Hiatella arctica* (Linné) and postglacial sea-level change at Cow Head, Newfoundland. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 22(1), 136-140.
- Buynevich, I.V., Fitzgerald, D.M., Heteren, S.V.**, 2004. Sedimentary records of intense storms in Holocene barrier. *Small*, 210, 135-148.
- Carter, R.W.G.**, 1986. The morphodynamics of beach-ridge formation: Magilligan, Northern Ireland. *Marine Geology*, 73(3–4), 191-214.
- Carter, R.W.G.**, 1988. *Coastal Environments*. Academic Press, 617 pp.
- Clark, P.U., Dyke, A.S., Shakun, J.D., Carlson, A.E., Clark, J., Wohlfarth, B., Mitrovica, J.X., Hostetler, S.W., McCabe, A.M.**, 2009. The Last Glacial Maximum. *Science*, 325 n° 5941, 710-714.
- Clemmensen, L.B., Murray, A.S., Nielsen, L.**, 2012. Quantitative constraints on the sea-level fall that terminated the Littorina Sea Stage, southern Scandinavia. *Quaternary Science Reviews*, 40(0), 54-63.
- Clemmensen, L.B., Nielsen, L.**, 2010. Internal architecture of a raised beach ridge system (Anholt, Denmark) resolved by ground-penetrating radar investigations. *Sedimentary Geology*, 223(3–4), 281-290.
- Costas, S., FitzGerald, D.**, 2011. Sedimentary architecture of a spit-end (Salisbury Beach, Massachusetts): The imprints of sea-level rise and inlet dynamics. *Marine Geology*, 284(1–4), 203-216.
- Curry, J.R., Emmel, F.J., Crompton, P.J.S.**, 1969. Holocene history of a strand plain, lagoonal coast, Nayarit, Mexico. In: A. Ayala-Casteñares, F.B. Phleger (Eds.), *Lagunas Costeras*, UN Symposium. UNAM-UNESCO, Mexico, D.F., pp. 63-100.
- Daly, J.F., Belknap, D.F., Kelley, J.T., Bell, T.**, 2007. Late Holocene sea-level change around Newfoundland. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 44(10), 1453-1465.

- Dominguez, J.M.L., da Silva Pinto Bittencourt, A.C., Martin, L.,** 1992. Controls on Quaternary coastal evolution of the east-northeastern coast of Brazil: roles of sea-level history, trade winds and climate. *Sedimentary Geology*, 80(3–4), 213-232.
- Dougherty, A.J., FitzGerald, D.M., Buynevich, I.V.,** 2004. Evidence for storm-dominated early progradation of Castle Neck barrier, Massachusetts, USA. *Marine Geology*, 210(1–4), 123-134.
- Engels, S., Roberts, M.C.,** 2005. The Architecture of Prograding Sandy-Gravel Beach Ridges Formed During the Last Holocene Highstand: Southwestern British Columbia, Canada. *Journal of Sedimentary Research*, 75(6), 1052-1064.
- FitzGerald, D.M., Baldwin, C.T., Ibrahim, N.A., Humphries, S.M.,** 1992. Sedimentologic and Morphologic Evolution of a Beach Ridge Barrier Along an Indented Coast: Buzzards Bay, Massachusetts. In: C. Fletcher, J. Wehmiller (Eds.), *Quaternary coasts of the United States: marine and lacustrine systems*, pp. 65-75.
- FitzGerald, D.M., Cleary, W.J., Buynevich, I.V., Hein, C.J., Kleain, A.H.F., Asp, N., Angulo, R.P.,** 2007. Strandplain evolution along the southern coast of Santa Catarina, Brazil. *Journal of Coastal Research*, SI 50, 152-156.
- Forbes, D.L., Shaw, J., Eddy, B.G.,** 1993. Late Quaternary sedimentation and the postglacial sea-level minimum in Port-au-Port Bay and vicinity, west Newfoundland. *Atlantic Geology*, 29, 1-26.
- Forbes, D.L., Syvitski, J.P.M.,** 1994. Paraglacial coasts. In: C.D.W. R.W.G. Carter (Ed.), *Coastal evolution, Late Quaternary shoreline morphodynamics*. Cambridge University Press, pp. 373-424.
- Forsyth, A.J., Nott, J., Bateman, M.D.,** 2010. Beach ridge plain evidence of a variable late-Holocene tropical cyclone climate, North Queensland, Australia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 297(3–4), 707-716.
- Goodwin, I.D., Stables, M.A., Olley, J.M.,** 2006. Wave climate, sand budget and shoreline alignment evolution of the Iluka–Woody Bay sand barrier, northern New South Wales, Australia, since 3000 yr BP. *Marine Geology*, 226(1–2), 127-144.
- Goy, J.L., Zazo, C., Dabrio, C.J.,** 2003. A beach-ridge progradation complex reflecting periodical sea-level and climate variability during the Holocene (Gulf of Almería, Western Mediterranean). *Geomorphology*, 50(1–3), 251-268.
- Guedes, C.C.F., Giannini, P.C.F., Sawakuchi, A.O., DeWitt, R., Nascimento Jr, D.R., Aguiar, V.A.P., Rossi, M.G.,** 2011. Determination of controls on Holocene barrier progradation through application of OSL dating: The Ilha Comprida Barrier example, Southeastern Brazil. *Marine Geology*, 285(1–4), 1-16.
- Guilcher, A.,** 1958. *Coastal and submarine morphology*. Methuen and Wiley, London and New York, 274 pp.
- Hayne, M., Chappell, J.,** 2001. Cyclone frequency during the last 5000 years at Curacoa Island, north Queensland, Australia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 168(3–4), 207-219.
- Hein, C.J., FitzGerald, D.M., Cleary, W.J., Albernaz, M.B., De Menezes, J.T., Klein, A.H.d.F.,** 2013. Evidence for a transgressive barrier within a regressive strandplain system: Implications for complex coastal response to environmental change. *Sedimentology*, 60(2), 469-502.
- Hesp, P.A.,** 2004. Coastal dunes in the tropics and temperate regions: location, formation, morphology and vegetation processes. In: M.L. Martinez, N.P. Psuty (Eds.), *Coastal Dunes: Ecology and Conservation*, Springer, Berlin, pp. 29-49.
- Hesp, P.A., Dillenburg, S.R., Barboza, E.G., Tomazelli, L.J., Ayup-Zouain, R.N., Esteves, L.S., Gruber, N.L.S., Toldo-Jr., E.E., De A. Tabajara, L.L.C., Clerot, L.C.P.,** 2005. Beach ridges, foredunes or transgressive dunefields? Definitions and an examination of the Torres to Tramandai barrier system, southern Brazil. *Annals of the Brazilian Academy of Sciences*, 77, 493-508.
- Hine, A.C.,** 1979. Mechanism of development and resulting beach growth along a barrier spit complex. *Sedimentology*, 26, 333-352.
- I.G.N.,** Institut Géographique National. <http://professionnels.ign.fr/>.

- Isla, F.I., Bujalesky, G.G.**, 2000. Cannibalisation of Holocene gravel beach-ridge plains, northern Tierra del Fuego, Argentina. *Marine Geology*, 170(1–2), 105-122.
- Jahnert, R., de Paula, O., Collins, L., Strobach, E., Pevzner, R.**, 2012. Evolution of a coquina barrier in Shark Bay, Australia by GPR imaging: Architecture of a Holocene reservoir analog. *Sedimentary Geology*, 281, 59-74.
- Johnson, D.W.**, 1919. *Shore Processes and Shoreline Development.*, Hafner Publishing, New York, pp. 584.
- Jol, H.M., Smith, D.G., Meyers, R.A.**, 1996. Digital Ground Penetrating Radar (GPR): A New Geophysical Tool for Coastal Barrier Research (Examples from the Atlantic, Gulf and Pacific Coasts, U.S.A.). *Journal of Coastal Research*, 12(4), 960-968.
- Komar, P.D.**, 1976. *Beach Processes and Sedimentation.* Prentice-Hall, Englewood Cliffs, NJ, 429 pp.
- Komar, P.D.**, 1998. *Beach Processes and Sedimentation*, 2nd edition. Prentice Hall, New Jersey, pp. 544.
- Lindhorst, S., Betzler, C., Hass, H.C.**, 2008. The sedimentary architecture of a Holocene barrier spit (Sylt, German Bight): Swash-bar accretion and storm erosion. *Sedimentary Geology*, 206(1–4), 1-16.
- Masselink, G., van Heteren, S.**, 2014. Response of wave-dominated and mixed-energy barriers to storms. *Marine Geology*, 352, 321-347.
- Mauz, B., Hijma, M.P., Amorosi, A., Porat, N., Galili, E., Bloemendal, J.**, 2013. Aeolian beach ridges and their significance for climate and sea level: Concept and insight from the Levant coast (East Mediterranean). *Earth-Science Reviews*, 121, 31-54.
- Murray, A.S., Wintle, A.G.**, 2000. Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol. *Radiation Measurements*, 32(1), 57-73.
- Neal, A.**, 2004. Ground-penetrating radar and its use in sedimentology: principles, problems and progress. *Earth-Science Reviews*, 66(3–4), 261-330.
- Neal, A., Pontee, N.I., Pye, K., Richards, J.**, 2002. Internal structure of mixed-sand-and-gravel beach deposits revealed using ground-penetrating radar. *Sedimentology*, 49(4), 789-804.
- Neal, A., Richards, J., Pye, K.**, 2003. Sedimentology of coarse-clastic beach-ridge deposits, Essex, southeast England. *Sedimentary Geology*, 162(3–4), 167-198.
- Neal, A., Roberts, C.L.**, 2000. Applications of ground-penetrating radar (GPR) to sedimentological, geomorphological and geo-archaeological studies in coastal environments. In: Pye, K., Allen, J.R.L. (Eds.), *Coastal and Estuarine Environments: Sedimentology, Geomorphology and Geoarchaeology.* Geol. Soc. London Spec., Publ. 175, 139- 171.
- Nichol, S.L.**, 2002. Morphology, Stratigraphy and Origin of Last Interglacial Beach Ridges at Bream Bay, New Zealand. *Journal of Coastal Research*, 18(1), 149-159.
- Nott, J.**, 2010. A theory (involving tropical cyclones) on the formation of coarse-grained sand beach ridges in NE Australia. *Geological Society, London, Special Publications*, 346(1), 7-22.
- Nott, J.**, 2014. Grain size and the origin of wave constructed beach ridges. A Discussion of 'Beach ridges and prograded beach deposits as palaeoenvironment records'. *Earth-Science Reviews*, 132, 82-84.
- Nott, J., Smithers, S., Walsh, K., Rhodes, E.**, 2009. Sand beach ridges record 6000 year history of extreme tropical cyclone activity in northeastern Australia. *Quaternary Science Reviews*, 28(15–16), 1511-1520.
- Orford, J.D., Murdy, J.M., Wintle, A.G.**, 2003. Prograded Holocene beach ridges with superimposed dunes in north-east Ireland: mechanisms and timescales of fine and coarse beach sediment decoupling and deposition. *Marine Geology*, 194(1–2), 47-64.
- Otvos, E.G.**, 2000. Beach ridges — definitions and significance. *Geomorphology*, 32(1–2), 83-108.
- Prescott, J.R., Hutton, J.T.**, 1994. Cosmic ray contributions to dose rates for luminescence and ESR dating: Large depths and long-term time variations. *Radiation Measurements*, 23(2–3), 497-500.
- Psuty, N.P.**, 1965. Beach ridge development in Tabasco, Mexico. *Annals Association of American Geographers*, 55, 112-124.

- Rink, W.J., López, G.I.**, 2010. OSL-based lateral progradation and aeolian sediment accumulation rates for the Apalachicola Barrier Island Complex, North Gulf of Mexico, Florida. *Geomorphology*, 123(3–4), 330-342.
- Robin, N.**, 2007. Morphodynamique des systèmes de flèches sableuses : Etude entre les embouchures tidales de l'Archipel de St Pierre et Miquelon et de la côte ouest du Cotentin (Manche). Ph.D Thesis, Université de Caen, 539 pp.
- Robin, N., Billy, J., Barthe, P., Barusseau, J.P., Carvalho, E., Certain, R., Chanoué, M., Fitzgerald, D., Hein, C., Michel, C., Millescamps, B., Raynal, O., Wilson, C., Wright, S.**, 2013. Etude globale de l'isthme de Miquelon-Langlade. Rapport final, Université de Perpignan Via Domitia, 282 pp.
- Rodriguez, A.B., Meyer, C.T.**, 2006. Sea-Level Variation During the Holocene Deduced from the Morphologic and Stratigraphic Evolution of Morgan Peninsula, Alabama, U.S.A. *Journal of Sedimentary Research*, 76(2), 257-269.
- Sanjaume, E., Tolgensbakk, J.**, 2009. Beach ridges from the Varanger Peninsula (Arctic Norwegian coast): Characteristics and significance. *Geomorphology*, 104(1–2), 82-92.
- Scheffers, A., Engel, M., Scheffers, S., Squire, P., Kelletat, D.**, 2012. Beach ridge systems – archives for Holocene coastal events? *Progress in Physical Geography*, 36(1), 5-37.
- Shaw, J., Courtney, R.C., Currie, J.R.**, 1997. Marine geology of St. George's Bay, Newfoundland, as interpreted from multibeam bathymetry and back-scatter data. *Geo-Marine Letters*, 17(3), 188-194.
- Shaw, J., Piper, D.J.W., Fader, G.B.J., King, E.L., Todd, B.J., Bell, T., Batterson, M.J., Liverman, D.G.E.**, 2006. A conceptual model of the deglaciation of Atlantic Canada. *Quaternary Science Reviews*, 25, 2059-2081.
- Stapor, F.W., Jr.**, 1982. Beach ridges and beach ridge coasts. In: M.L. Schwartz (Ed.), *Encyclopedia of Beaches and Coastal Environments*. Stroudsburg, PA: Hutchinson Ross. *Encyclopedia of Earth Sciences*, Vol XV, pp. 160-161.
- Storms, J.E.A., Kroonenberg, S.B.**, 2007. The Impact of Rapid Sea Level Changes on Recent Azerbaijan Beach Ridges. *Journal of Coastal Research*, 23(2), 521-527.
- Tamura, T.**, 2012. Beach ridges and prograded beach deposits as palaeoenvironment records. *Earth-Science Reviews*, 114(3–4), 279-297.
- Tamura, T., Murakami, F., Nanayama, F., Watanabe, K., Saito, Y.**, 2008. Ground-penetrating radar profiles of Holocene raised-beach deposits in the Kujukuri strand plain, Pacific coast of eastern Japan. *Marine Geology*, 248(1–2), 11-27.
- Tanner, W.F.**, 1995. Origin of beach ridges and swales. *Marine Geology*, 129(1–2), 149-161.
- Tanner, W.F.**, 1996. Origin of beach ridges: Reply. *Marine Geology*, 136(1–2), 127-130.
- Tanner, W.F., Stapor, F.W.**, 1971. Tabasco beach ridge plain: an eroding coast. *Transaction Gulf Coast Association of Geological Societies* 21, 231-232.
- Taylor, M.J., Stone, G.W.**, 1996. Beach-ridges: a review. *Journal of Coastal Research*, 12, 612-621.
- Thompson, T.A., Baedke, S.J.**, 1995. Beach-ridge development in Lake Michigan: shoreline behavior in response to quasi-periodic lake-level events. *Marine Geology*, 129(1–2), 163-174.
- Wintle, A.G., Murray, A.S.**, 2006. A review of quartz optically stimulated luminescence characteristics and their relevance in single-aliquot regeneration dating protocols. *Radiation Measurements*, 41(4), 369-391.
- Wright, A., Van de Plassche, O.**, 2001. Field guide to the Quaternary west coast of Newfoundland. Geological Association of Canada -Mineralogical Association of Canada.

**Chapitre V - DÉVELOPPEMENT D'UNE PLAINE
DE BEACH RIDGES PARAGLACIAIRE ET APERÇU
DES CHANGEMENTS DU RSL
AU COURS DE L'HOLOCÈNE TERMINAL**

Chapitre V - Développement d'une plaine de beach ridges paraglaciale et aperçu des changements du RSL	149
Résumé de l'article	152
Abstract	154
V-1. Introduction	154
V-2. Study area	155
V-3. Methods.....	159
V-3.1. Coastal topographic data.....	159
V-3.2. Ground-Penetrating Radar (GPR) data	159
V-3.3. Optically stimulated luminescence (OSL) dating	160
V-3.4. Paleo sea-level indicators	161
V-4. Results.....	161
V-4.1. Beach-ridge features	162
V-4.2. Description and interpretation of GPR sections	163
V-4.3. Chronological framework	165
V-4.4. Beach ridges as paleo-sea-level indicators	166
V-4.5. Beach-ridge progradation rates.....	168
V-4-5.a. Progradation of eastward prograding units U_A , U_C and U_F	168
V-4-5.b. Progradation of westward prograding unit U_D	168
V-5. Model of development of the beach-ridge plain.....	169
Stage 1: Before 3000 years BP	169
Stage 2: 3000-2400 years BP.....	170
Stage 3: 2400-1800 years BP	172
Stage 4: 1800-800 years BP	172
Stage 5: 800-500 years BP	173
Stage 6: 500 years BP to today.....	175
V-6. Discussion	176
V-6.1. Beach ridges as indicators of past sea levels	176
V-6-1.a. Choice of appropriate indicator	176
V-6-1.b. Limits of paleo-sea-level indicator	177
V-6.2. Late Holocene sea-level changes in southern Newfoundland	178
V-6.3. Conditions influencing beach-ridge plain progradation	179
V-6-3.a. Influence of RSL and accommodation space on plain progradation.....	180
V-6-3.b. Disparity of local intrinsic parameters	182
V-7. Conclusion.....	184
Acknowledgements.....	185
Reference	185

Chapitre V -

Développement d'une plaine de beach ridges paraglaciale et aperçu des changements du niveau relatif de la mer au cours de l'Holocène terminal

La description de l'architecture interne et de la morphologique des beach ridges mixtes de la plaine de Miquelon-Langlade présentés dans le chapitre IV ont permis de fournir une vision en coupe et spatiale de ce système littoral. Ce chapitre V propose un modèle de formation, set par set, de cette plaine dans un contexte d'augmentation du RSL et de fort apport sédimentaire. Il se penche sur la signature du paléo niveau de la mer enregistrée au sein des beach ridges au cours de leur formation afin de proposer la première courbe des tendances de l'évolution du RSL au niveau de l'archipel au cours de l'Holocène tardif. Le rôle des paramètres globaux et locaux à l'origine de la mise en place originale de cette plaine suivant deux sens opposés est également débattu.

Ce chapitre correspond à un article qui sera soumis prochainement dans la revue Geomorphology

TITRE ORIGINAL :

DEVELOPMENT OF A PARAGLACIAL BEACH-RIDGE PLAIN SOUTH OF NEWFOUNDLAND AND INSIGHT INTO THE LATE HOLOCENE SEA-LEVEL CHANGES

Julie BILLY¹, Nicolas ROBIN¹, Christopher HEIN², Raphaël CERTAIN¹, and Duncan FitzGerald³

(1) Université de Perpignan Via Domitia, CEFREM UMR-CNRS 5110, 52 Avenue Paul Alduy, 66860 Perpignan Cedex, France

(2) Virginia Institute of Marine Science, College of William & Mary, Department of Physical Sciences, Gloucester Point, VA, 23062, USA

(3) Boston University, Department of Earth and Environment, Boston University, 675 Commonwealth Avenue, Boston, MA, 02215, USA

Résumé de l'article

La plaine de *beach ridges* de Miquelon-Langlade est un exemple de barrière régressive paraglaciale bien préservée, qui a évolué dans un contexte de régression normale (augmentation du niveau relatif de la mer, RSL). Elle est composée de six unités de *beach ridges* mixtes sable-galet répartis en deux systèmes progradants dans des directions opposées le long de deux côtes ouvertes. Ces entités résultent d'un fort apport sédimentaire provenant de l'érosion des dépôts glaciogéniques proximaux (moraines) et retravaillés par l'action des vagues lors de la remontée du RSL.

Cette étude a deux objectifs majeurs, tout d'abord (1) de reconstituer un schéma de mise en place de la plaine de *beach ridges* étape par étape, tout en s'interrogeant sur le rôle des différents processus forçants (aussi bien globaux que locaux) pouvant être à l'origine des différences entre les *beach ridges* progradants vers l'est et ceux vers l'ouest ; et (2) d'étudier le potentiel des *beach ridges* mixtes à enregistrer et préserver la signature du paléo-niveau de la mer au moment de leur édification, en se focalisant sur leur architecture interne et leur topographie. L'évolution du niveau de la mer au cours de l'Holocène tardif n'est pas connue pour l'Archipel et cette étude permet pour la première fois d'estimer ses fluctuations passées pour ce site. Tout comme le chapitre précédent ([Chapitre IV](#)), pour répondre à ces deux objectifs l'étude de cette plaine comprend une vaste couverture de données topographiques (RTK-GPS), des profils radar (GPR, antennes entre 100 et 500 MHz) et de nouvelles datations OSL.

L'initiation de la plaine de *beach ridges* est indubitablement liée au ralentissement de l'augmentation du niveau de la mer à l'échelle régionale il y a 3000 ans. En effet l'augmentation du RSL a suffisamment ralenti (de 4.4 mm/an à environ 1 mm/an, respectivement avant et après 3000 BP, au sud-est de Terre-Neuve) pour permettre aux sédiments provenant de l'érosion des moraines proximales d'être retravaillés et déposés à la côte afin de combler et surpasser l'espace d'accommodation. La topographie héritée (hauts-fonds ou pointements rocheux) joue également un rôle important en modifiant la propagation de la houle à la côte et en servant de point d'accroche pour l'initiation des *beach ridges*, comme cela a été montré dans le chapitre précédent. En combinant l'ensemble des données morphologiques, architecturales et chronologiques, un modèle de formation de la plaine de *beach ridges* est proposé de l'initiation de la première unité jusqu'à la

fermeture de la barrière et son état actuel. Le cadre chronologique permet de mettre en évidence une gamme des taux de progradation entre 65 et 110 ans par *ridges* pour les deux systèmes, montrant une tendance au ralentissement pour les unités les plus jeunes. Cependant les surfaces créées sont clairement différentes entre les deux systèmes, 3.5 fois plus étendu pour celui progradant vers l'est. Il est proposé que cette différence soit attribuée d'une part (i) à un plus fort apport en sédiment sur la façade est, dû au transfert sédimentaire de l'ouest vers l'est via l'embouchure tidale centrale de la barrière ; et d'autre part (ii) à des conditions de houle plus clémentes sur la façade est permettant un transfert de sédiments vers la côte plus régulier.

L'architecture interne des *beach ridges* a été à de nombreuses reprises étudiée dans le but d'extraire la signature du niveau de la mer passée au moment de l'édification du *ridge*. Les études portant sur l'interface entre les dépôts induits par les vagues et ceux induits par des processus éoliens montrent des résultats nuancés (e.g., [Otvos, 1999](#); [van Heteren et al., 2000](#)). En effet, cet interface n'est pas toujours facilement identifiable, notamment pour des systèmes sableux dont les dépôts induits par les vagues ou par une dynamique éolienne ont une signature granulométrique très proche ([Otvos, 1999](#)). En s'appuyant sur les résultats du chapitre précédent ([Chapitre IV](#)) qui permettent d'avoir une image fine de l'architecture interne des *beach ridges*, il a été déterminé que l'interface entre les dépôts grossiers induits par les vagues et ceux induits par les processus éoliens est bien identifiable. Cette interface est pointée puis calibrée par rapport au littoral actuel et positionnée dans un cadre chronologique. Les résultats permettent de mettre en évidence les tendances du RSL sur les derniers 2400 BP, encore inconnues pour l'Archipel de Saint-Pierre-et-Miquelon. Ainsi, on constate une augmentation de la hauteur de l'interface de +2.4 m en 2400 ans (soit un taux moyen intégré sur l'ensemble de période de +1 mm/an). Trois tendances de l'évolution du RSL peuvent être extraites de cette étude : (1) de 2400 à 1400 BP une augmentation du RSL de -2.4 à -1 m msl, soit un taux d'augmentation de +1.3 mm/an ; (2) de 1400 à 700 BP une période de ralentissement, voir quasi stabilité, du RSL aux alentours de -0.7 m (soit un taux <0.2 mm/an) ; et (3) sur les dernier 700 ans une augmentation du RSL de -0.7m jusqu'au niveau actuel, soit un taux moyen d'augmentation de +1.1 mm/an.

Ces données, issues de l'étude de l'architecture interne des *beach ridges* associées à des datations OSL, sont concordantes avec les courbes du RSL voisines de l'archipel, à Port-au-Port Peninsula et Placentia Bay (respectivement à 270 km à l'ouest et 180 km à l'est de l'archipel), qui ont été réalisées via l'étude de tourbes. Ainsi, cette étude confirme que cette interface entre les dépôts induit par l'action des vagues et l'action éolienne a un grand potentiel et fournit un outil valable comme marqueur pour la reconstruction du niveau de la mer pour les systèmes mixtes de sable et de galet.

Abstract

The paraglacial beach-ridge plain at Miquelon-Langlade, located 50 km south of Newfoundland, is an example of well-preserved regressive barrier. It developed under conditions of normal regression during a period of relative sea level (RSL) rise. This barrier is composed of two oppositely prograding mixed sand-and-gravel beach-ridge systems which evolved contemporaneously along two open coasts. The growth of these features reflects high rates of sediment influx sourced from the erosion of proximal glacial sediment (moraines) and reworked along- and across- shore by wave action. A detailed progradational model for the formation of the beach-ridge plain is proposed based on stratigraphic (ground-penetrating radar and sediment cores), topographic (RTK-GPS) and chronologic (optically stimulated luminescence) data. Furthermore, the coarse-grained nature of wave-built facies provides a means for mapping the contact with the overlying aeolian deposits and the underlying antecedent topography. Clear delineation of the Holocene facies provided insights into the dominant influences of antecedent topography and RSL change in the development of the barrier system.

Initiation of the Miquelon-Langlade beach-ridge plain correlates with a decrease in the rate of RSL rise at around *ca.* 3000 yrs BP. The beach-ridge plain built as a series of mixed sand-and-gravel wave-built facies, formed initially as inter-tidal to supratidal berms that were stranded onshore by the prograding shoreline, and capped by peat or aeolian sand deposits. Differences between the two oppositely prograding beach-ridge systems are explained by differences in local parameters influencing each open coast, such as sediment availability and wave regimes. Ridge topography and the elevation of wave-built beach-ridge facies increase seaward from the core of the beach-ridge plain, with peat deposits overlying the lowest elevation and oldest ridges. These patterns reflect the influence of RSL changes over the 3000-year developmental history of the plain.

A net increase of 2.4 m in the elevation of the top of wave-built facies is observed across the plain, corresponding to the increase in mean sea-level during its period of formation. Coupled with OSL dates, details of the changing elevation of the wave-built facies across the plain allow for the reconstruction of the relative sea-level history of this region over the past 2400 years. Specifically, three distinct trends can be distinguished: (1) relative sea-level rise from 2.4 to 1 m below modern MSL between 2400 and 1500 yrs BP (average rate of +1.3 mm/yr); (2) relatively stable or slowly rising relative sea level (< +0.2 mm/yr) from 1400 to 700 yrs BP; and (3) a rise in relative sea level of *ca.* 0.7 m during the past 700 yrs (+1.1 mm/yr). These trends correlate well with those reported along southern Newfoundland, notably at the proximal site of Port-au-Port Peninsula, and provide additional insight into relative sea-level changes in this region.

V-1. Introduction

Knowledge of past sea-level changes is crucial for understanding the drivers of past coastal evolution and possible impacts of future, climate-change-driven sea-level changes on coastal systems. Regressive barriers and beach-ridge systems, prograding coastal features formed when sediment accumulation rates exceed creation of accommodation (vertical space available for sediment) by RSL changes (Galloway and Hobday, 1983; Davis and FitzGerald, 2004; Timmons et al., 2010), have the potential to record past coastal responses to environmental change (Stapor, 1975; Otvos, 2000; Guedes et al., 2011; Tamura, 2012). For example, regressive coastal systems have been used to provide insight into Holocene sea-level changes (e.g., van Heteren et al., 2000; Rodriguez and Meyer, 2006; Clemmensen et al., 2012; Hede et al., 2013; Hein et al., 2013), changes in sediment supply (e.g., FitzGerald et al., 1992; Brooke et al., 2008; Sanjaume and Tolgensbakk, 2009), climatic changes (e.g., Goy et al., 2003; Allard et al., 2008; Billeaud et al., 2009; Nott et al., 2009) and variations in wave regimes (e.g., Dominguez et al., 1987; Goodwin et al., 2006; Rodriguez and Meyer, 2006).

Beach ridges are relict, semi-parallel wave-built features with highly variable sediment compositions (sand to pebble), and are commonly overlain by aeolian deposits (Otvos, 2000; Hesp et al., 2005). The topography of sandy beach ridges are mainly controlled by swash wave heights during fair-weather conditions, and gravel ridge elevations are a function of wave height and surge elevation during storms (e.g., Taylor and Stone, 1996; Tamura, 2012). Assessment of the internal architecture, topography and chronology of individual beach ridges, or beach-ridge sets, is essential to decipher their formation history, estimate their progradation rates, and use this information to provide evidence of paleo-sea-level elevations. Most studies of beach-ridge systems have involved sandy systems (e.g., Anthony, 1995; Bristow and Pucillo, 2006; Tamura et al., 2008) or mixed sand and pebble systems (e.g., Schellmann and Radtke, 2010; Clemmensen et al., 2012; Hede et al., 2013), which formed during forced regressions where individual ridges were preserved onshore as sea level fell and the shoreline prograded. In comparison, few studies have focused on the evolution of coarse beach-ridge systems formed in a regime of relative sea-level (RSL) rise; notable exceptions include the studies of FitzGerald et al. (1992), Isla and Bujalesky (2000) and Engels and Roberts (2005). Nonetheless, gravel beach-ridge systems are common across the globe, having been identified in Argentina (Isla and Bujalesky, 2000), in the Gulf of Saint-Lawrence, including on Magdalena Island (Owens and McCann, 1980) and along southern Newfoundland (Daly et al., 2007; Billy et al., 2014), and in British Columbia (Engels and Roberts, 2005), among others. Studies of the formation and evolution of beach-ridge systems formed under conditions of both forced regression (RSL fall) and normal regression (stable or rising RSL) are necessary to fully understand the diversity of

evolutionary models for, and potential paleo-environmental records contained within, beach-ridge plains.

Several features of beach-ridge plains have been investigated for their potential use in paleo-sea-level reconstructions, including their elevation and morphology (Tanner and Stapor, 1971; Goy et al., 2003; Clemmensen and Nielsen, 2010), the internal architecture of the foreshore/upper shoreface interface (Tamura et al., 2008; Nielsen and Clemmensen, 2009; Hede et al., 2013), or the interface between wave-built facies and overlying aeolian deposits (van Heteren et al., 2000; Rodriguez and Meyer, 2006). Rodriguez and Meyer (2006) and Hede et al. (2013) highlight that optimal sea-level markers must demonstrate good preservation potential (protection against erosion or modification after deposition) and occur in areas with high deposition rates and shoreline progradation. The choice and relevance of these markers are subject to debate, but studies over the past decade have used these indicators with broad success. Notable success has been found in using the elevation of the foreshore/upper shoreface interface as a marker of paleo-sea-level elevation (Tamura et al., 2008; Nielsen and Clemmensen, 2009). However, this type of interface is limited in application, because it may be difficult to observe in the sedimentologic record. Alternatively, RSL reconstructions based on the interface between wave-built facies and overlying aeolian deposits are tenuous as well, because of the difficulty in defining this horizon (Thompson, 1992; Otvos, 1999; 2000; Tamura, 2012). Indeed, the interface between the two facies is often unrecognizable due to relatively homogeneous sediment textures or the structures of deposits themselves (Otvos, 1999; 2000). By contrast, mixed sand-and-gravel beach ridges provide a more easily recognizable interface between coarse wave-built facies and aeolian sand deposits, and therefore a more appropriate target for paleo sea-level reconstructions than their sandy counterparts.

Our study uses the contact between mixed sand-and-pebble wave-built deposits and overlying aeolian sand or peat deposits on the beach-ridge plain of the Miquelon-Langlade Barrier (northwest Atlantic) to develop a RSL curve for this region. Real-Time Kinematic (RTK) GPS topographic surveys, ground-penetrating radar (GPR), sediment cores, and optically stimulated luminescence (OSL) dating are used to examine, in detail, the plain and its evolution over the last 3000 years. Delineation of the interface between wave-built facies and overlying aeolian deposits relies on a detailed study of this beach-ridge plain by Billy et al. (2014), which produced a detailed model of ridge morphology and internal architecture of these features. The goal of this study is to use morpho-sedimentary sequences combined with chronology to develop a progradational model of a paraglacial beach-ridge plain that evolved in a regime of RSL rise and an abundant sediment supply. Furthermore, we combine the chronology with detailed topographic and internal architectural data to examine the potential of these mixed beach-ridge systems to record and preserve paleo-sea-level information.

The late Holocene sea-level curve produced from these records is compared to sea-level curves for this region.

V-2. Study area

The Saint-Pierre-et-Miquelon Archipelago (France) is located 50 km south of Newfoundland, Canada (Fig. V-1). The formation, evolution, and rate of sediment delivery to the Miquelon-Langlade Barrier are related to the reworking of glacial deposits of the last glacial period by subsequent changes in RSL (Billy et al., 2014). Following ice retreat (13-12 ka BP; Shaw et al., 2006), four major periods of RSL variation are distinguished at Saint George's Bay in southwest Newfoundland (Fig. V-2)

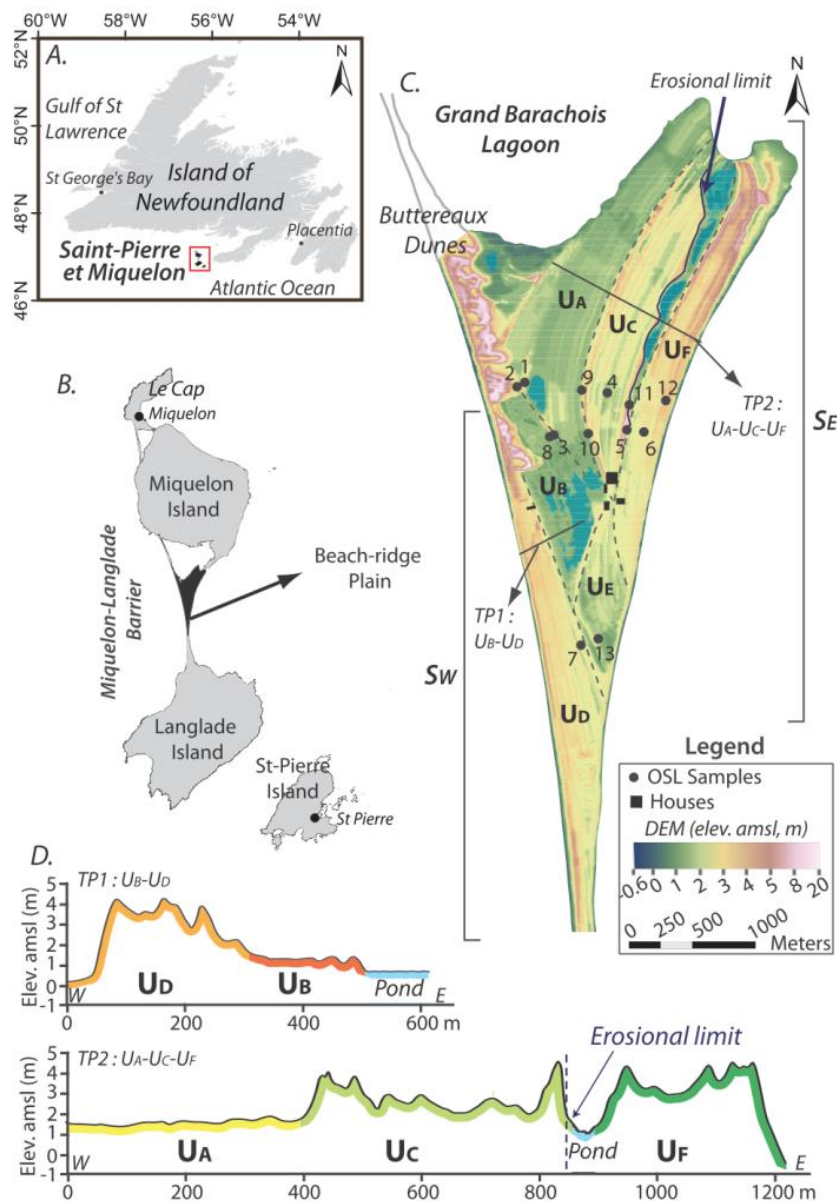


Figure V-1 : A. and B. Location map of the Saint-Pierre-et-Miquelon Archipelago and beach-ridge plain. C. Digital elevation model (DEM) of the plain and showing the planform delineation (gray dash line) of beach-ridge units U_A-U_F (Billy et al., 2014) that compose two, oppositely prograding beach-ridge systems S_W and S_E . D. Topographic profiles (TP) across westward- (U_B and U_D) and eastward- (U_A , U_C , U_F) prograding beach-ridge systems. OSL: optically stimulated luminescence; amsl: above mean sea level.

: 1) a period of rapid crustal rebound and falling RSL (+40 to -25 m) at 13.7–10.5 ka; 2) a period of relative sea-level stability at *ca.* -25 m between 10.5 and 8.0 ka; 3) a period of RSL rise between -25 and -3 m at 8.0–3.0 ka; and 4) slow RSL rise during the last 3000 years (Brookes and Stevens, 1985; Forbes et al., 1993; in Forbes and Syvitski, 1994; Shaw et al., 1997; Bell et al., 2003; Daly et al., 2007). During ice retreat, a large volume of sediment (till and outwash) was deposited on the shelf and in the coastal zone in the region of Newfoundland (Fig. V-3). For the past several thousand years, coastal processes have reworked these sediments, forming sand-and-gravel barriers, beaches, spits and beach-ridge systems around the archipelago. The shoreface proximal to the Miquelon-Langlade Barrier is composed of bedrock or glaciogenic and/or paraglacial (derived from the reworking of primarily glacial deposits) gravel (granules to cobbles) and sand, which is more abundant along the eastern side of the barrier (Fig. V-3).

Figure V-2: Relative sea-level curves since the ice retreat at Saint George's Bay, Newfoundland (modified from Bell et al., 2003). MHW: mean high water.

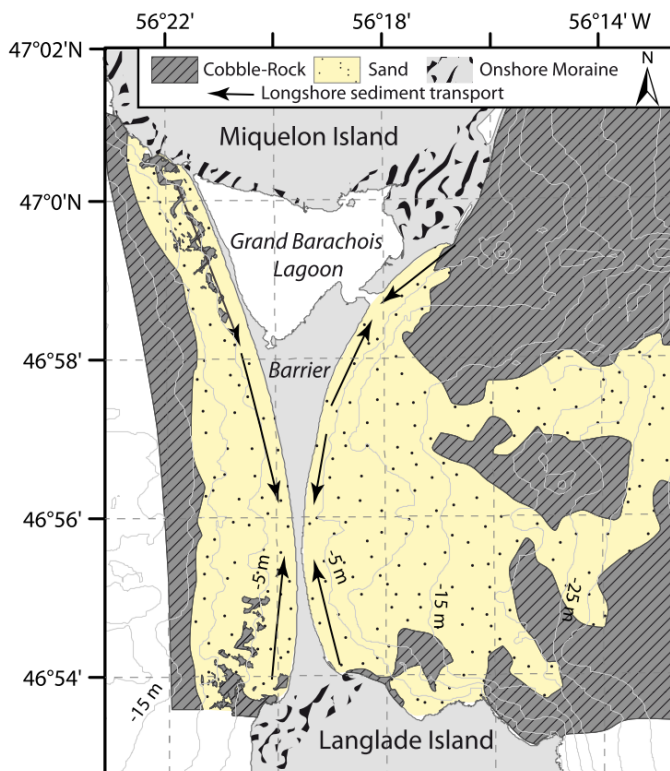
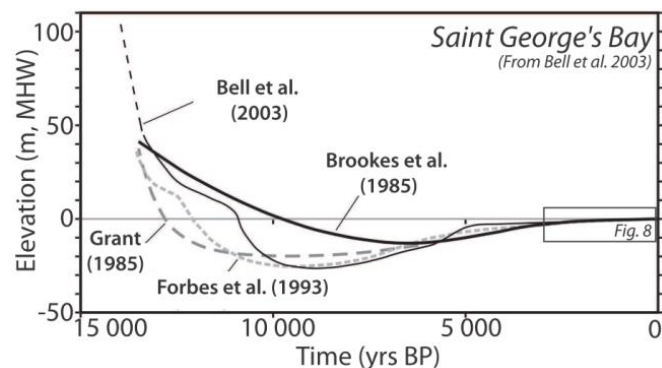


Figure V-3: Map of the Miquelon-Langlade Barrier and nearshore areas showing the distribution of sand and hard bottom in the nearshore zone, and the onshore extent of ground moraine till covering subaerial portions of the bedrock-cored island. White areas are undefined. Arrows denote dominant longshore sediment transport directions. Modified from: Robin (2007); Billy et al. (2013); Robin et al. (2013) and Goulletquer et al. (2011).

Th The microtidal regime along the archipelago is semi-diurnal with a mean range of 1.4 m at Saint-Pierre. The wave climate is dominated by regular, high-energy Atlantic swell from the west to south, with mean significant-wave and maximum-wave heights of 4–5 m and 8.4 m, respectively. The dominant wind and wave regime are controlled by extra-tropical cyclonic systems travelling from the

eastern United States across the Atlantic toward northern Europe. Thus, the western shore of the barrier receives the dominant wave energy; the eastern shore is largely protected by nearby Newfoundland, which limits fetch and wave energy (Billy et al., 2013).

The Miquelon-Langlade Barrier is a 12-km-long, 50–2500-m-wide, Y-shaped isthmus with a dominant north-south orientation (Fig. V-1B). Longshore sediment transport is towards the center of the barrier on both sides, converging in the narrow central region (Fig. V-3) (Robin, 2007). The northwestern section of the barrier consists of a narrow (50–200 m wide) and high (up to 15–20 m) dune system, called 'Les Buttereaux'. The northeastern section of the barrier is composed of a sandy, mainland-attached recurved spit that terminates at its southern end at an active tidal inlet. This inlet connects the coastal ocean to the 12 km² *Grand Barachois Lagoon* (Fig. V-1C). It is defined by a well-developed flood-tidal delta in the lagoon and a smaller ebb-tidal delta on the ocean side of the inlet.

This study focuses on a well-developed beach-ridge plain covering an area of 5 km² south of the lagoon. Beach ridges here are composed of mixed coarse sand and pebbles, which are commonly covered by aeolian sand. Their elevations range from <1 to 5 m above mean sea level (amsl; Fig. V-1C, Billy et al. (2014)); locally these can reach a maximum elevation of 7.0–10.5 m amsl. This beach-ridge plain is fronted by a modern foredune ridge and berm. The plain made up of two distinct opposing beach-ridge systems consisting of six major beach-ridge sets (Fig. V-1C, U_A–U_F, Billy et al. (2014)). Four ridge sets (U_A, U_C, U_E and U_F) with concave shapes define the eastward-prograding system (S_E) and have a combined area of 3.8 km². Two ridge sets (U_B and U_D), both with linear planform shapes, define the south-westward-prograding system (S_W), and have a combined area of 1.1 km².

V-3. Methods

Investigation of the role of RSL changes in the late Holocene formation of the Miquelon-Langlade beach-ridge plain incorporates the analysis of topographic data (Fig. V-1C), ortho-photographs, and GPR profiles (Figs. V-4 and V-5). Chronology is provided by optically stimulated luminescence (OSL) dating of beach-ridge and aeolian sediments (Table V-1).

V-3.1. Coastal topographic data

Beach-ridge crests were mapped using 0.5-m resolution ortho-photographs available from the *Institut Géographique National* (© IGN 2005). A dense grid of topographic data was surveyed across and along the beach-ridge plain using a Magellan-Ashtech real-time kinematic (RTK) GPS (1-m intervals, 5-cm accuracy (XYZ); elevation data referenced to MSL). A digital elevation model (DEM) was created from these data through interpolation using both topographic data and orthophoto

mapping (pond area, crest locations). A 5-m square-elementary-cell-size topographic DEM was created in ArcGIS v.9.3 through natural-neighbor interpolation (Fig. V-1.C). These same topographic profiles (Fig. V-1D) and DEMs were used to identify topographic variations (height, amplitude and spacing) and to delineate beach-ridge sets (Billy et al., 2014).

V-3.2. Ground-Penetrating Radar (GPR) data

Ground-penetrating radar (GPR) is a non-invasive geophysical technique based on the propagation and reflection of transmitted electromagnetic pulses (Neal, 2004; Cassidy, 2009). It can provide a very detailed and continuous view of the subsurface by imaging the internal structures and relative positioning of sedimentary deposits (e.g., Heteren et al., 1998; Neal et al., 2003; Engels and Roberts, 2005; Timmons et al., 2010; Weill et al., 2012). GPR data were acquired using a GSSI SIR-2000 system with a 200 MHz antenna, and a Mala Professional Explorer (ProEx) with a series of three antennae with center frequencies of 100, 250 and 500 MHz. GPR antennas were coupled with a survey wheel and the Magellan-Ashtech RTK-GPS to geo-locate and record the topographic surface, providing for geo-positioning at centimeter-scale accuracy in three dimensions. GPR sections were collected along shore-parallel and shore-normal transects (Figs. V-4, V-5). Data were processed (time-zero drift, background removal, band-pass filtering and amplitude correction) using RadExplorer v.1.4, and digitally topographically corrected using RTK-GPS data. GPR profiles were interpreted following principles of radar stratigraphy described by Neal (2004). A series of sediment cores (hand augers and vibracores) collected across the plain were used to ground-truth radargram processing and interpretations. Sedimentary facies captured by these cores, as well as the internal architecture patterns of the beach ridges observed in radar profiles, are described in detail by Billy et al. (2014).

V-3.3. Optically stimulated luminescence (OSL) dating

Optically stimulated luminescence (OSL) dates the last time clastic sediments were exposed to light, which allows inference of their age corresponding to their time of burial. Samples for OSL dating were collected by inserting opaque PVC tubes horizontally into either the base of aeolian ridges or the beach ridges themselves via shallow trenching, 0.3–0.6 m below the modern soil horizon. Ends of tubes were capped to ensure no light penetration. OSL samples were analyzed at Victoria University of Wellington (New Zealand) through determination of the equivalent dose using the Single Aliquot Regenerative (SAR) dose procedure as described by Murray and Wintle (2000) and Wintle and Murray (2006). The equivalent dose of each sample was calculated as the arithmetic mean of 24 quartz aliquots. Dose rates were calculated based on radionuclide analysis (^{238}U , ^{232}Th and ^{40}K) obtained from high-resolution gamma spectrometry. Equivalent dose (D_e), dose rates,

concentration of natural radionuclides (U, Th and K), depth of samples and OSL ages, are listed for the thirteen samples in [Table V-1](#) ([Fig. V-6](#)).

Table V-1: Optically stimulated luminescence ages, concentration of natural radionuclides (U, Th and K), equivalent dose (D_e), dose-rate, depth of sample and corresponding unit within the Miquelon-Langlade beach-ridge plain. Note that units $U_{A/Z}$, $U_{B/Z}$, $U_{C/Z}$ and $U_{E/Z}$ are aeolian deposits overtopping individual beach ridges.

Code	Unit	^{238}U (ppm)	^{232}Th (ppm)	^{40}K (%)	D_e (Gy)	Dose Rate (Gy/ka)	Depth (m)	Luminescence Age (a)
OSL_1	U_A	1.44 ± 0.12	5.51 ± 0.07	1.33 ± 0.03	4.72 ± 3.37	1.98 ± 0.09	0.30	2400 ± 500
OSL_2	$U_{B/Z}$	1.41 ± 0.16	4.86 ± 0.07	1.37 ± 0.03	2.55 ± 1.08	1.91 ± 0.08	0.30	1340 ± 240
OSL_3	$U_{A/Z}$	1.02 ± 0.13	4.92 ± 0.07	1.45 ± 0.03	1.23 ± 0.16	2.10 ± 0.07	0.53	590 ± 80
OSL_4	U_C	1.16 ± 0.15	4.99 ± 0.07	1.35 ± 0.03	2.61 ± 0.97	1.81 ± 0.09	0.40	1440 ± 220
OSL_5	$U_{C/Z}$	1.54 ± 0.16	4.95 ± 0.08	1.39 ± 0.03	0.84 ± 0.12	2.12 ± 0.07	0.50	400 ± 60
OSL_6	U_F	1.10 ± 0.21	5.58 ± 0.10	1.40 ± 0.03	1.08 ± 0.39	2.14 ± 0.07	0.37	500 ± 180
OSL_7	U_D	1.23 ± 0.12	5.88 ± 0.08	1.44 ± 0.03	1.67 ± 0.36	2.33 ± 0.06	0.43	720 ± 160
OSL_8	$U_{B/Z}$	0.87 ± 0.12	4.30 ± 0.06	1.53 ± 0.03	2.0 ± 0.27	2.08 ± 0.08	0.43	960 ± 140
OSL_9	$U_{A/Z}$	1.12 ± 0.13	4.60 ± 0.06	1.41 ± 0.03	1.70 ± 0.88	1.91 ± 0.03	0.30	890 ± 130
OSL_10	$U_{C/Z}$	1.23 ± 0.12	4.62 ± 0.06	1.38 ± 0.03	1.42 ± 0.20	2.06 ± 0.07	0.53	690 ± 100
OSL_11	U_C	0.96 ± 0.22	4.91 ± 0.09	1.39 ± 0.03	2.56 ± 1.32	1.90 ± 0.09	0.30	1350 ± 240
OSL_12	U_F	1.10 ± 0.16	4.97 ± 0.07	1.35 ± 0.03	1.10 ± 0.72	1.94 ± 0.08	0.35	570 ± 100
OSL_13	$U_{E/Z}$	1.24 ± 0.16	5.14 ± 0.07	1.44 ± 0.03	0.86 ± 0.14	2.20 ± 0.06	0.30	390 ± 90

V-3.4. Paleo sea-level indicators

Billy et al. (2014) highlight the control of the swash height of constructive waves and the elevation of mean sea level (MSL) in determining the elevation of wave-built facies of the Miquelon-Langlade beach-ridge plain. The upper foreshore boundary of these facies (L_z , the limit between coarse wave-built facies and either and aeolian facies or peat) marks the maximum wave run-up level at the time of beach-ridge formation. Here, this limit is easily recognizable along shore-normal GPR sections proximal to the modern shore and in auger cores by the sharp change in sedimentary compositions at facies boundaries ([Fig. V-5](#)). Indeed, for recent beach ridges, L_z is at an average elevation of 3.5 ± 0.2 m and 3.1 ± 0.2 m amsl for beach-ridge units U_D (S_W) and U_F (S_E , [Fig. V-5](#)), respectively: these values correspond to the upper boundary of wave-built deposits above mean sea level, a term defined here as D_{amsl} . The difference between the modern D_{amsl} values is ascribed to contrasting wave exposures experienced on either side of the barrier (Billy et al., 2014). These elevations, representative of the S_W and S_E systems, respectively, are reflected in the beach ridges themselves. For each beach ridge, the maximum height of wave-built deposits, as measured from RTK-GPS (5 cm accuracy) and GPR data (0.15 cm resolution for the lower resolution 100 MHz frequency antenna), is subtracted from the constant D_{amsl} to obtain an estimated MSL elevation coeval with ridge formation ([Fig. V-7](#)). Vertical errors are estimated at ± 0.4 m ($\Delta D_{\text{amsl}} + \Delta \text{interface}$). Using ridge ages provided by OSL dating, we then estimate changes in MSL elevation over the period of formation of the beach-ridge plain ([Figs. V-7, V-8](#)). We recognize and account for the limits of this methodology, notably due to the errors associated with OSL dating and vertical positioning, and the possibility that resulting errors are underestimated.

V-4. Results

V-4.1. Beach-ridge features

The concave, eastward-prograding beach-ridge system (S_E) is subdivided into four sets U_A , U_C , U_E , and U_F (Fig. V-1) composed of twelve, nine, nine, and six beach ridges (Table V-2), respectively (Billy et al., 2014). The southwestward-prograding beach-ridge system (S_W) is subdivided into two subsets, U_B and U_D (Fig. V-1), composed of ten and eight beach ridges, respectively (Table V-2). U_D has fan-shaped pattern, converging northward at an attachment point and oriented between 154 (oldest crest) and 167 (youngest crest) compass degrees. The two southern units, U_D and U_E , are truncated along their southeast side by modern shoreline erosion. The modern beach of the Miquelon-Langlade Barrier is characterized by an active foredune ridge and berm.

The topography of the Miquelon-Langlade beach-ridge plain increases in elevation seaward, toward the modern shoreline, for both systems S_E and S_W (Fig. V-1C). Sets U_A and U_B are lower in elevation and have smooth topography, maximum elevations of about 1-2 m amsl and low ridge amplitudes (<1 m). Along a shore-normal transect across U_A , U_C and U_F (Fig. V-1D, TP2), topography increases significantly across ridge sets: they have a maximum elevation of 1.5–5.0 m amsl for U_C and 2.0–7.3 m amsl for U_F (Table V-2). For U_F , plain topography increases northward due to the presence of a thick aeolian sand deposit (Fig. V-3). Topographic variability is common within single beach-ridge sets (Fig. V-1, TP1), such as for U_D where the mean plain elevation increases from the oldest to the youngest ridge (Table V-2).

Beach-ridge sets are generally separated by high ridges composed of thick aeolian cover (Fig. V-1). The highest relict ridge of the plain is at the boundary of map units U_C and U_F and reaches a maximum of elevation of 10.6 m amsl, which is maintained along a shore-parallel distance of 400 m. Northward, the contact between units U_C and U_F is marked by an undulating, shore-sub-parallel boundary interpreted as an erosional scarp, with an average height of 1.5 m, and fronted by semi-circular ponds (Fig. V-1C). Differences between beach-ridge sets in terms of their topography, orientation, and shape indicate changes in sedimentation forcing, such as wave energy and/or direction, and/or rates of sediment influx, that drove the delivery of sediment for the progradation of the system over time (Billy et al., 2014).

Table V-2: Synthesis of beach-ridge geomorphologic characteristics (Modified from Billy et al. (2014)) (*: Mean value, representative of the unit).

System	Unit	Wideness (m)	Ridge		Surface elevation (m, amsl)	Swale-Crest amplitude (m)
			Number	Spacing (m)		
S_E	U_A	650 – 310	12	35-45	0.95 – 2.30	- ≤ 1
	U_C	420*	9	South: 35-45 > North: 55	1.5 – 5	- ≤ 1.5; head members ≥ 2
	U_E	150 – 440	9	35-45	0.95 – 3	- ≤ 1
	U_F	280	6	45*	2 – 7.3	- ≤ 1.5
S_W	U_B	250 – 420	~10	30-35	1 – 1.8	- ≤ 1
	U_D	250 – 450	8	North: 25 > South: 50	1.7 – 4.6	- ≤ 1.5

V-4.2. Description and interpretation of GPR sections

Three distinct facies associations are distinguished based on GPR radargrams (Figs. V-4 and V-5): (1) three basal units (BU₁–BU₃), covered by (2) a series of beach-ridge units (U_A–U_F), and overlain by (3) a modern surficial unit (U_Z). These units are described in detail in Billy et al. (2014) and summarized below.

Basal units are identified in GPR profiles in three distinct areas, where the top of these units is

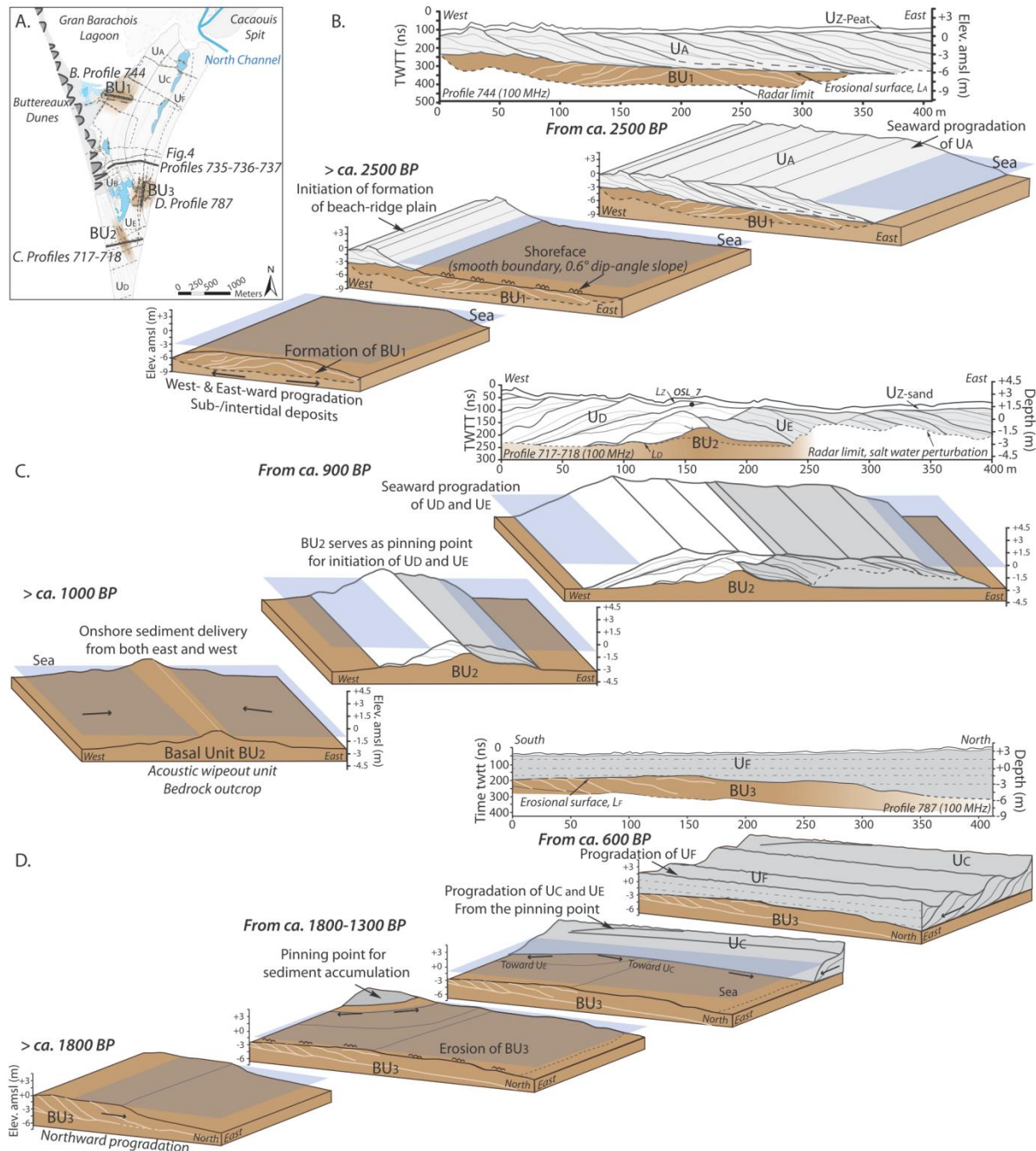


Figure V-4: A. A. Locations of three basal units identified underlying the Miquelon-Langlade beach-ridge plain. Interpreted GPR profiles showing BU₁ (B.), BU₂ (C.) and BU₃ (D.) are followed by three-dimensional interpretive views of their formation and their role in the development of the overlying beach-ridge units. Chronology is provided by optically stimulated luminescence dating.

shallowest (Fig. V-4). The sedimentary composition and spatial extent of these units are not accurately known due to methodological limits. The presence and morphology of these basal units are closely related to the development and eventual shape of the overlying beach-ridge plain. BU₁ (internal reflections dipping westward at 3–3.6° and eastward at 3.5°; Fig. V-4B) and BU₃ (northward-dipping internal reflections up to 9°; Fig. V-4D) are sedimentary features interpreted as intertidal shoals. At their shallowest points, these basal units are buried at 3 and 2 m below msl, respectively. BU₂ is characterized by a chaotic reflection configuration and a rapid attenuation of the radar signal. It reaches to 1 m below msl at its shallowest point and it could be interpreted as bedrock outcrop.

Beach-ridge units (U_A-U_F) overlie and/or are pinned to basal units. The progradational beach-ridge complex is composed of a series of sub-units (single beach-ridge sets) (Fig. V-5). Individual beach ridges commonly display sigmoidal configurations and continuous to near-continuous internal reflections with high to moderate amplitude reflections. Beach ridges are 3.0–7.5 m thick and have seaward-dipping internal reflections (2.3–4.7° dip-angles), with both offlap (landward) and downlap (seaward) terminations (Billy et al., 2014). An erosional boundary between U_C and U_F is well defined and evidenced by a continuous, strong-amplitude GPR reflector.

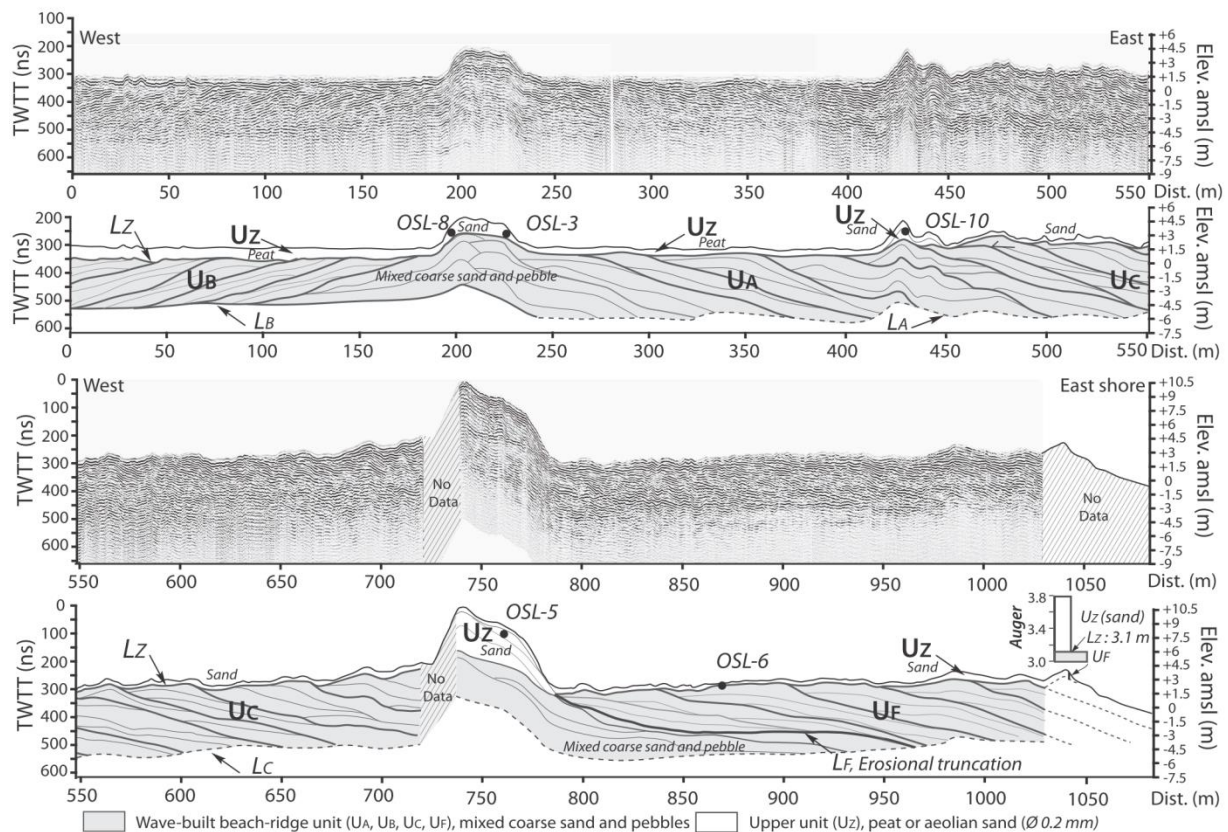


Figure V-5: Raw (top) and interpreted (bottom) GPR profile across a west-east section through beach-ridge units U_B, U_A, U_C and U_F (GPR profiles 735-736-737, acquired with a 100 MHz antenna; profiles are located on Fig. 4). Wave-built facies (mixed sand-and-pebbles, in gray) are covered either by peat or aeolian sand (grain size mode: 0.2 mm) deposits (U_z, in white) (Modified from Billy et al. (2014)).

Beach-ridge units (U_A - U_F) are draped by surficial unit U_Z (Fig. V-5), which is characterized by continuous, parallel to sub-parallel internal reflections with moderate- to high-amplitude signals. In some areas, this unit consists of peat deposits ($U_{Z\text{-peat}}$; 0.5-1.5 m thick) overlying low topographic beach-ridge units (U_A and U_B), which tend to smooth their topography. At other sites, U_Z exists as prominent ridges (e.g., overlying U_C and U_F) composed of well-sorted aeolian sand deposits ($U_{Z\text{-sand}}$; up to 4.5 m thick).

V-4.3. Chronological framework

Both the beach-ridge units (U_A , U_C , U_D and U_F) and singular dunes of the overlying aeolian sand deposits (U_Z : $U_{A/Z}$, $U_{B/Z}$, $U_{C/Z}$ and $U_{E/Z}$, Table V-1) were dated using OSL. For the entire plain, ages ranged from 2400 ± 500 to 390 ± 90 yrs BP. As expected, these dates reveal generally younger depositional ages in a seaward direction. Such a pattern is consistent with the beach-ridge progradational patterns observed in geophysical data. These data provide a means of interpreting the progradational history of the Miquelon-Langlade beach-ridge plain (Table V-1, Figs. V-1C, V-6).

U_A is the oldest beach-ridge unit of the plain; OSL dates from this unit indicate that the plain had

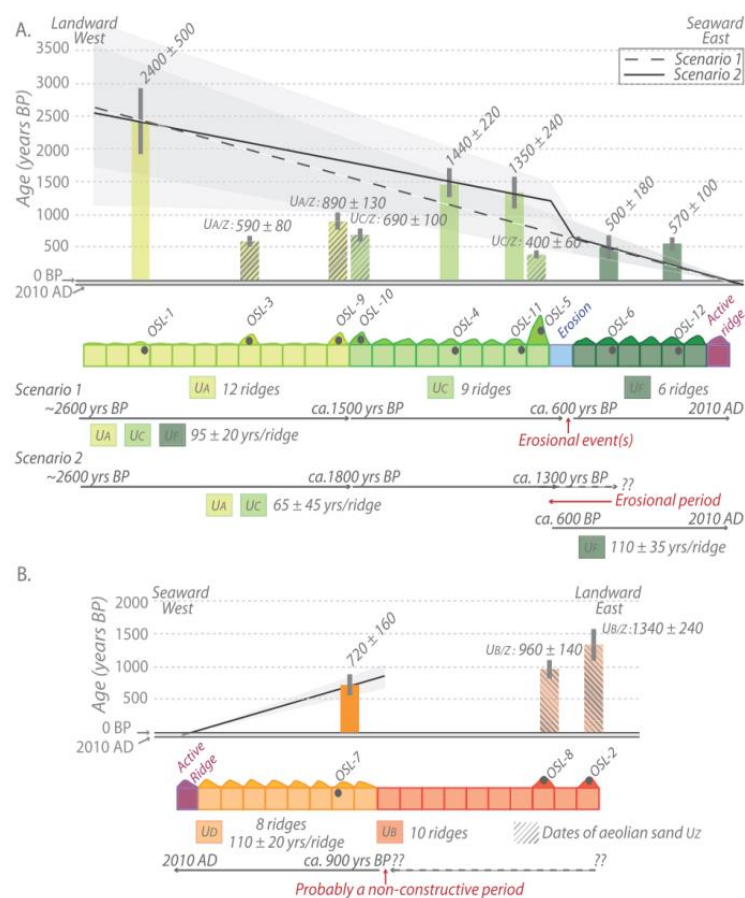


Figure V-6: Overall progradation pattern of the beach-ridge plain, showing estimated progradation rates of each A) eastward (continuous (Scenario 1) and variable (Scenario 2) progradation rates with time) and B) westward (U_D only) prograding units. Each square represents a single beach ridge. Vertical bars correspond to OSL dates with their error margin for wave-built facies (in color) and aeolian sand deposits (oblique gray lines). Gray envelopes correspond to likely ranges in shoreline positions at any given time.

initiated progradation prior to *ca.* 2400 yrs BP (OSL-1, 3rd ridge of U_A, Fig. V-6). Initial building of unit U_C appears to have been penecontemporaneous with the termination of the growth of U_A; the ages of two ridges (OSL-4 and OSL-11, derived from the 5th and 8th ridges of U_C, respectively) of 1440 ± 220 and 1350 ± 240 yrs BP reflect a long period of progradation. Additionally, beach-ridge unit U_F, located seaward of U_C and U_E (Fig. V-1), has been prograding for at least the last 600 yrs. Dates derived from two samples within this unit (OSL-6: 500 ± 180 yrs BP; OSL-12: 570 ± 100 yrs BP) are reversed from expected trends, given seaward-progradational patterns, but compatible with the margin of error. Nonetheless, given its anomalously old age in consideration of the general progradational patterns of the beach-ridge plain, we consider the date of OSL-12 to be an overestimate, possibly due to not enough bleaching of the sand. Finally, on the western, westward-prograding system (S_w), U_D has built seaward of U_B; the second ridge of this younger system is dated at 720 ± 160 yrs BP (OSL-7).

Dates of aeolian sand deposits (U_Z) derived from prominent ridges provide additional information regarding the chronological framework of this system. A sample collected from U_{B/Z}, at the northern end of U_B, at its boundary with aeolian parabolic '*Buttereaux Dunes*' (Fig. V-1C), dates to 1340 ± 240 yrs BP (OSL-2). Elsewhere, aeolian sand deposits border beach ridges overlain by peat deposits (units U_A and U_B) and form a well-defined topographic high reaching > 3 m amsl (Figs. V-1, V-4). Here, samples from U_{A/Z} (OSL-3 and OSL-9), eastern U_{B/Z} (OSL-8), and southwestern U_{C/Z} (OSL-10), give ages between 960 ± 140 yrs BP to 590 ± 80 yrs BP. The highest ridge within the plain has an elevation of 10.5 m amsl and is located at the boundary between U_C and U_F. It is composed of *ca.* 4.5 m of aeolian sand deposits (Fig. V-5) and is dated at 400 ± 60 yrs BP (OSL-5). Finally, deposits at the southern boundary between U_E and U_Z were dated at 390 ± 90 yrs BP (OSL-13). Aeolian sand ages are not directly applicable to the goals of this study of the underlying beach-ridge system itself; further investigation and additional samples are needed to better constrain the ages of these aeolian ridges and to fully incorporate their development into the model of overall plain formation.

V-4.4. Beach ridges as paleo-sea-level indicators

The cross-shore profile of the elevation of the interface between the foreshore (wave-built facies) and aeolian deposits in the beach-ridge plain is plotted in Fig. V-7. The maximum height of wave-built deposits shows an elevation increase of 2.4 m in a seaward direction (Figs. V-5, V-7 and V-8). These elevations are subtracted from the constant D_{amsl} to obtain an estimated MSL coeval with ridge formation (Fig. V-7). The topographic rise across the plain from its oldest ridges, at the core of the plain, to the modern shoreline demonstrates that RSL has risen over the 2400 year period of formation at an average rate of 1 mm/yr.

Beyond this simple time-integrated change rate, our OSL dates allow for further refined insight into RSL changes over this period. Specifically, these dates indicate that RSL at the Saint-Pierre-et-Miquelon Archipelago was around 2.4 m below modern MSL at *ca.* 2400 years BP and had risen at an average rate of 1.3 mm/yr to 1 m below modern MSL by 1500 years BP (Fig. V-8). From 1500 to 700 years BP, RSL was either relatively stable or slowly rising up to 0.7 / 0.8 m below modern MSL at a rate of 0.1 – 0.2 mm/yr, one tenth that of the earlier period. In the past 700 years, RSL has slowly risen to modern levels at a rate of 1.1 mm/yr.

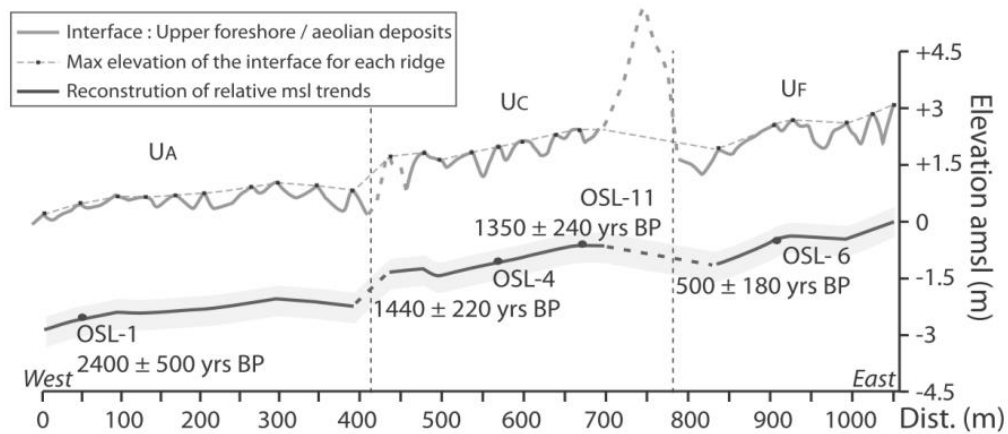


Figure V-7: Cross section of the eastward-prograding system S_E across units U_A , U_C and U_F showing: (1) the interface between the upper foreshore and aeolian deposits (gray bold line); (2) the maximum elevation of wave-built deposits for each ridge (thin gray line with dark points), which is subtracted from D_{amsl} in order to reconstruct (3) relative sea-level trends coeval with ridge formation (dark bold line). Dated ridges are noted by small dark circles. The gray area corresponds to the elevation uncertainty of ± 0.40 m in the elevation.

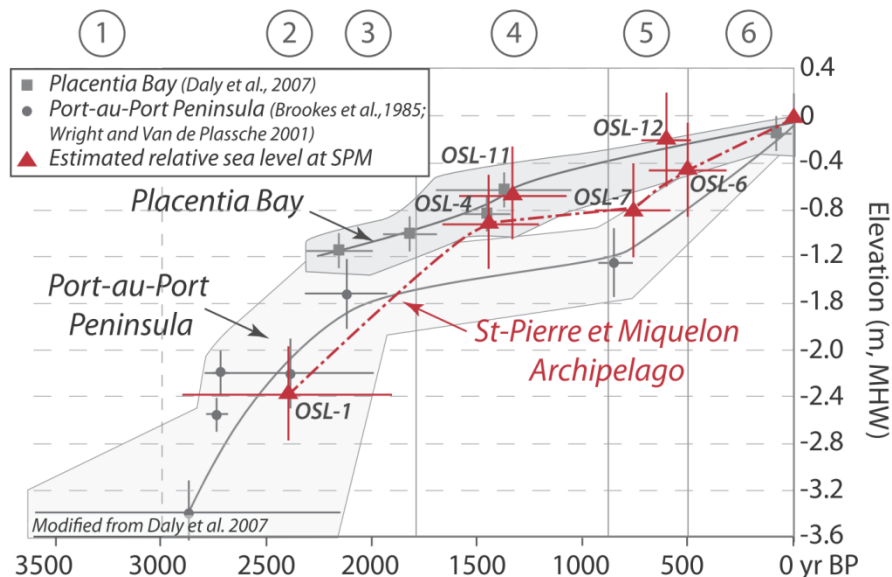


Figure V-8: Relative sea-level trends from south Newfoundland at Placentia (Daly et al., 2007) and Port-au-Port Peninsula (Brookes and Stevens, 1985; Wright and Van de Plassche, 2001; Daly et al., 2007); modified from (Daly et al., 2007). Dark triangles represent estimated mean paleo-sea-levels at locations of OSL dates at SPM. Red dash line is the proposed RSL curve for Miquelon-Langlade Barrier. Numbers 1-6 referred to the phase of formation of the Miquelon-Langlade plain (Figs. V-9 – V-15).

V-4.5. Beach-ridge progradation rates

The average progradation rate for each unit is based on spatial characteristics (number of ridges and cross-shore widths of each) and OSL dates of beach ridges. These rates are estimated for units U_A , U_C , U_D , and U_F (Table V-3, Fig. V-6), but due to the limited number of dates, ages are not consistent enough to be able to estimate progradation rates for U_B and U_E , or to identify variations in rates across any one unit.

V-4-5.a. Progradation of eastward prograding units U_A , U_C and U_F

Progradation rates can be estimated by two methods (Table V-3, Fig. V-6A): the first assumes continuous progradation of the beach-ridge plain from the initiation of U_A to the current shoreline (Scenario (Sc.) 1), and therefore an overall average rate of ridge formation (between two crests; Sc. 2); the second accounts for potential variability in progradation rates with time. Assuming constant and linear progradation with time, the overall average rate is estimated as 95 ± 20 years per beach ridge formation, or the equivalent of 50 ± 10 m of shore progradation per 100 years over the past 2400 years (Table V-3). The second scenario assumes non-continuous progradation and an erosional period between the formation of U_C and U_F (occurring probably between ca. 1300 and 600 years BP). Following this scenario, units U_A and U_C prograded with an average rate of 65 ± 45 years per ridge (Fig. V-6A), equivalent to 75 ± 50 m per 100 years, which is faster than the rate estimated for the first scenario. More recently, this progradation rate has decreased as unit U_F built out over the past ca. 600 years to 110 ± 35 years per ridge (Fig. V-6A), equivalent to 30 ± 10 m of shoreline progradation per 100 years.

V-4-5.b. Progradation of westward prograding unit U_D

The average progradation rate of U_D is estimated at about 110 ± 20 yrs per beach ridge (Table V-3; Fig. V-6B), equivalent to 35 ± 8 m per 100 years for a section at the center of U_D . As described above, U_D is characterized by a fan-shape with ridge spacing increasing to the south. Assuming that individual continuous ridges preserved within the beach-ridge plain represent continuous paleo-shorelines, the average progradation rate of U_D increases along a north-south gradient, from ~25 m per 100 years in the north to 56 m per 100 yrs in the south.

Table V-3: Estimates of ridge progradation rates for beach-ridge units within the Miquelon-Langlade beach-ridge plain. Rates are given in years per ridge and meters per 100 years (Sc.: Scenario of progradation following Fig. V-6; dates are given in BP (Before Present) and recent date referee to CE, Common Era).

Scenario	Unit	OSL Samples	Date range	Number of ridges between OSL samples	Progradation rate years/ridge	Average rate m/100 years
East	Sc. 1	U_A U_C U_F	OSL-1 -> Today	2400 \pm 500 BP -> 2010 AD	26	95 \pm 20
	Sc. 2	U_A U_C	OSL-1 -> OSL-4	2400 \pm 500 BP -> 1440 \pm 220 BP	14	68 \pm 50
			OSL-1 -> OSL-11	2400 \pm 500 BP -> 1350 \pm 240 BP	17	62 \pm 40
		U_F	OSL-6 -> Today	500 \pm 180 BP -> 2010 AD	5	110 \pm 35
West		U_D	OSL-7 -> Today	720 \pm 160 BP -> 2010 AD	7	110 \pm 20

V-5. Model of development of the beach-ridge plain

Development of the Miquelon-Langlade beach-ridge plain can be divided into six stages over the past 3000 years (Figs. V-9 – V-15):

Stage 1: Before 3000 years BP

During the early to middle Holocene (8000–3000 yrs BP), RSL rose from -25 m to -3 m MSL (rate: + 4.4 mm/yr; Fig. V-2) along the southern Newfoundland coast (Forbes et al., 1993; Bell et al., 2003). Late in this period, a mixed sand and cobble barrier formed and was pinned along the southwest side of Miquelon Island (Fig. V-9). Shallow bedrock, currently buried at 6 to 8 m below MSL (Billy et al., 2013) likely contributed to the early formation of this system by providing a pinning point for sediment accumulation. This rocky outcrop was quickly submerged by rising sea level and later buried by the barrier. The early proximal nearshore was likely composed of scattered intertidal shoals.

Formation and development of this barrier and nearshore deposits were likely fed from sediment eroded from extensive nearby glaciogenic deposits and driven onshore and alongshore by constructive waves. Remnants of these glacial deposits are found both as ground moraine in the modern shoreface and as eroding subaerial moraines surrounding parts of Miquelon Island (Fig. V-3). Marine transgression in response to rising RSL drove the proto-barrier landward toward its current position. Southward, a relict nearshore or intertidal shoal is preserved as basal unit BU₁ (Fig. V-4B).

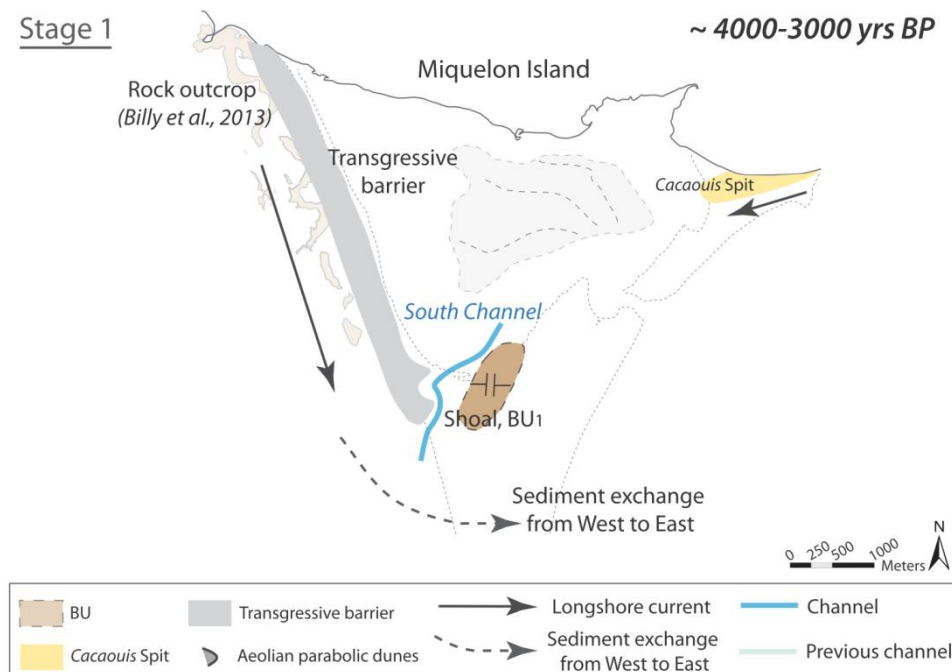


Figure V-9: Evolutionary model for the Miquelon-Langlade beach-ridge plain: Stage 1 is the initial state of transgressive barrier growth prior to development of the beach-ridge plain (> 3000 yrs BP). Light gray dashed lines correspond to the position of the modern beach-ridge plain. Note: BU is the “basal unit”.

This shoal, imaged in GPR profiles, prograded in two opposite directions (westward and eastward). This internal configuration suggests that it was being actively reworked on both its eastern and western sides, hundreds or thousands of years before the modern beach-ridge plain began its development. Given that this feature was backed to the west by the proto-barrier, the evidence for deep, active reworking along that side indicates that BU₁ was separated from the northwest barrier by an inlet (South Channel). This interpretation is reinforced by the presence of topographic depression at the site of this paleo-channel, which has been partially flooded and filled with peat (Fig. V-1).

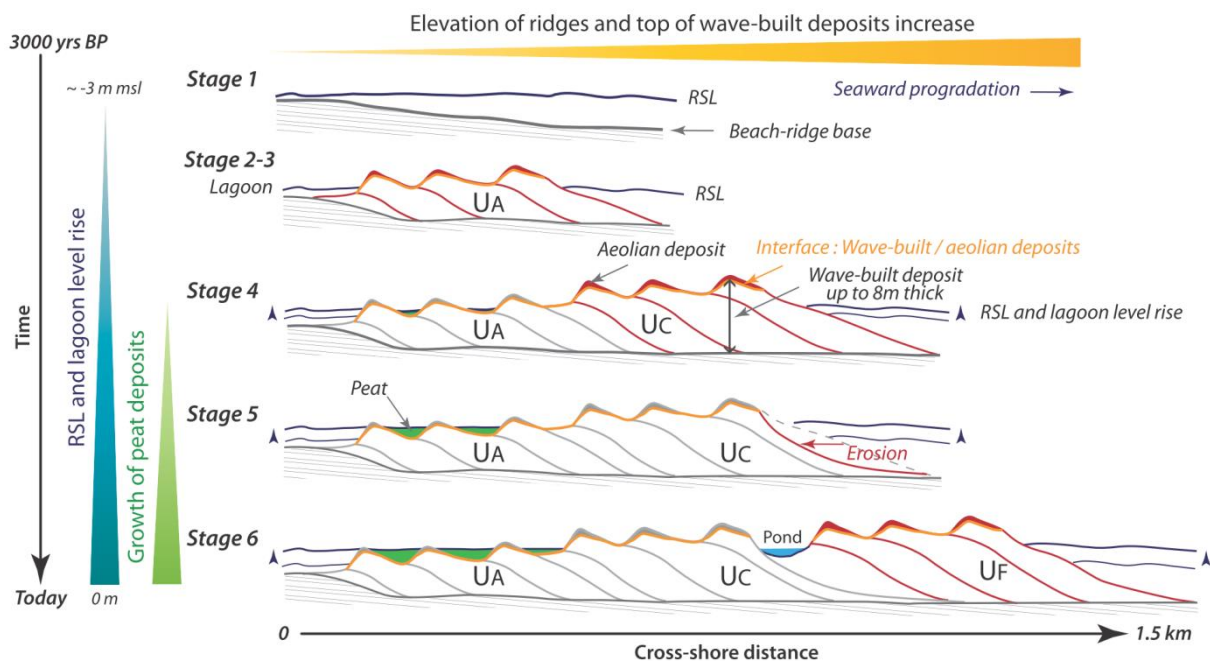


Figure V-10: Section view of the conceptual formation of the eastward prograding system (S_E) of the Miquelon-Langlade beach-ridge plain, showing the ridge topography increasing in elevation in a seaward direction, the rise in RSL and lagoon level, the flooding of U_A , and the formation of peat deposits over the last 3000 years.

Stage 2: 3000-2400 years BP

The rate of RSL rise decreased during this time period as compared to the previous stage (Figs. V-2, V-8). The proto-barrier formed on the northwestern side of the Miquelon-Langlade Barrier continued its elongation to the southwest, eventually leading to the closure of the South Inlet and the attachment of the barrier to BU₁ (Figs. V-9 – V-11). BU₁ was partially eroded (Fig. V-4B). The barrier played an important role in the early development of the first beach-ridge unit (U_A): this ridge set formed in an area protected from energetic westerly Atlantic swells by the southerly-elongating barrier to its west. OSL dates indicate that unit U_A had started forming no later than about 2400 yrs BP (OSL-1, Table V-1, Fig. V-6, 3rd ridge of U_A). However, given the time-averaged progradation rate for this system (65 ± 45 years per ridge), it is possible that this process began earlier, around 2700–2600 years BP (Fig. V-6). This interpretation is confirmed by the spatial relationships between units

U_A and U_B (Figs. V-1, V-5), which suggest that they began development at approximately the same time.

North of this early beach-ridge plain and east of the barrier, a shallow lagoon formed that was connected to the coastal ocean by the North Channel and inlet system. This inlet was bounded on its northern side by ridges emanating from the southeastern tip of Miquelon Island, and on its southern side by U_A (Fig. V-11). The channel migrated over the time, leading to erosion of the northern end of U_A . This channel and inlet system eventually developed into the modern tidal inlet-lagoon system in the northern part of the isthmus.

At this time, the islands of Miquelon and Langlade were not connected. Despite some early development of the features that currently define the southern, Langlade, side of the Miquelon-Langlade Barrier, the two systems were separated by a 3.0–3.5-km wide inlet. Wave-generated flow through this inlet allowed sediment transfer from the west to the east side of the barrier, and formed a vast-lobate sand unit on the east side, highlighted from shoreface bathymetry (Fig. V-3) and seismic data analysis (Robin et al., 2013; Billy, 2014). We hypothesize that the morphology of basal unit BU_3 , interpreted as an intertidal shoal, and displaying evidence of northward progradation in the form of northward-dipping internal radar reflections, was influenced and shaped by currents and wave action proximal to this central inlet.

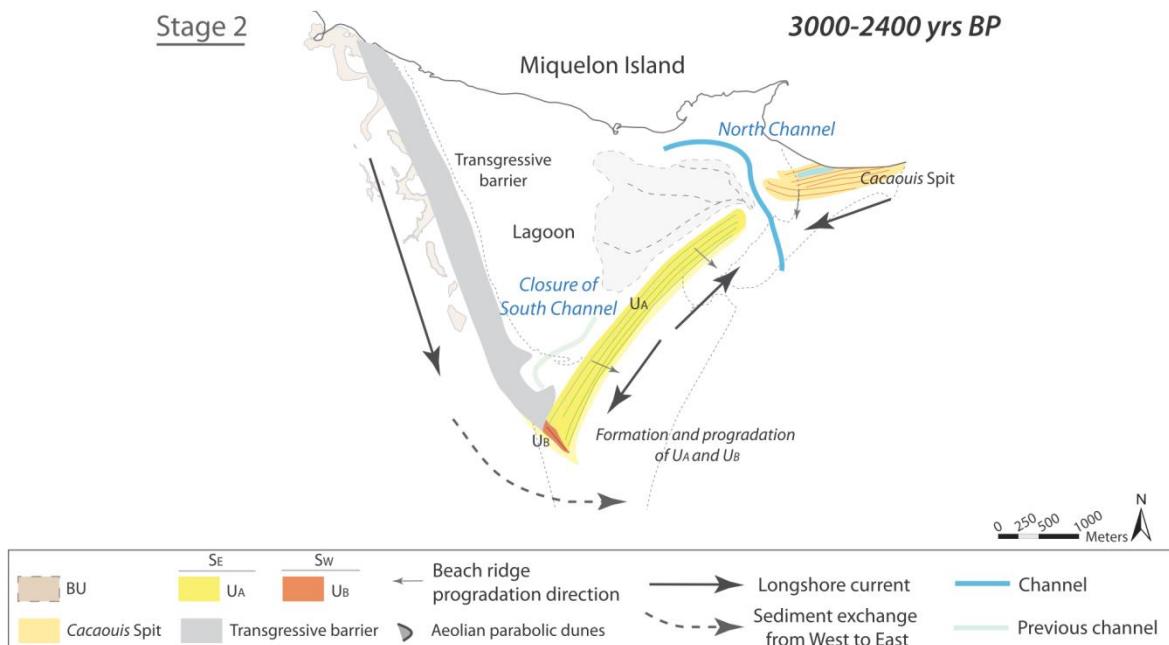


Figure V-11 : Evolutionary model for the Miquelon-Langlade beach-ridge plain: Stage 2 is defined by the initiation of beach-ridge units U_A and U_B (3000-2400 yrs BP). Light gray dashed lines correspond to the position of the modern beach-ridge plain.

Stage 3: 2400-1800 years BP

Units U_A and U_B each continued prograding in their respective directions until about 1800 yrs BP (Figs. V-6, V-10, V-12). U_A had an average rate of progradation during this period estimated at 65 ± 45 years per ridge. A change in ridge crest orientation is visible in the southern region of U_A and accentuates the concave planform shape of this unit. This is attributed to wave diffraction and refraction around the intertidal to subaqueous unit BU_3 (Billy et al., 2014), thereby driving sediment deposition patterns, producing the curvature observed in the modern curved planform morphology of unit U_A , and the development of a lowland landward of the prograding shoreline (Fig. V-1).

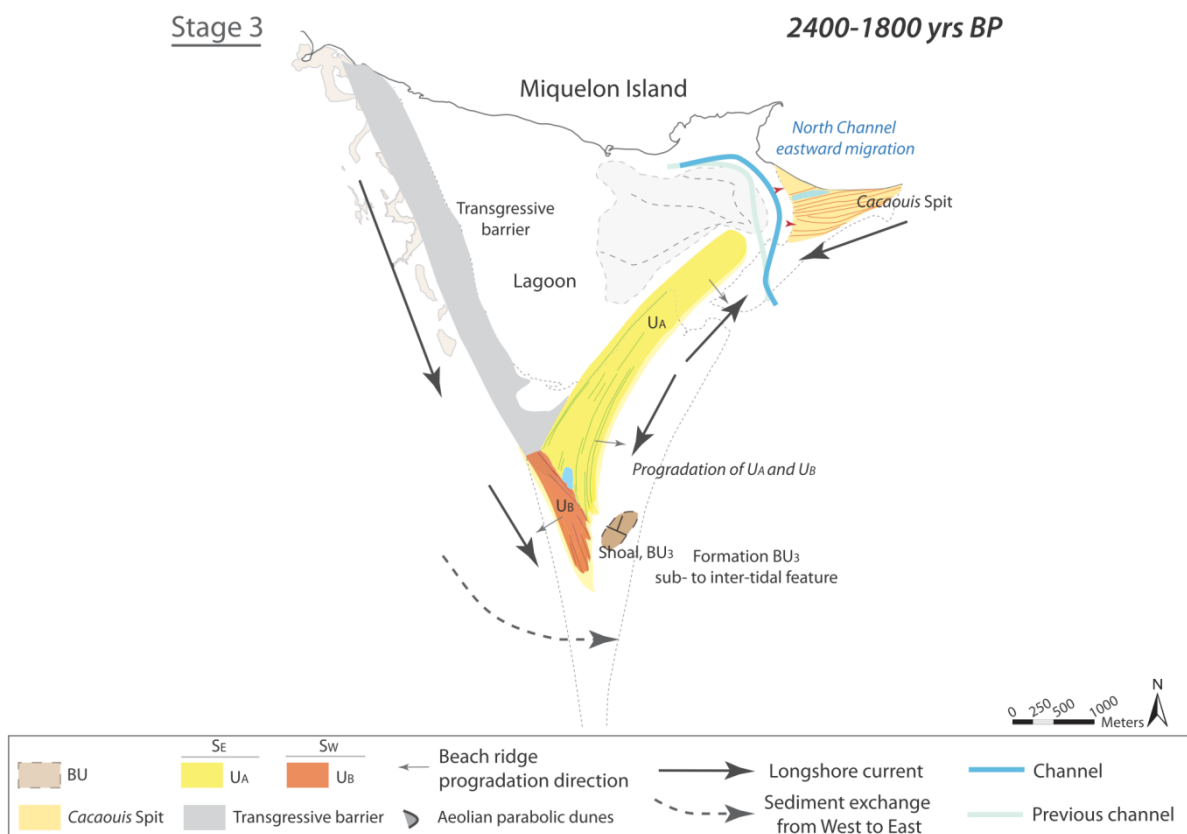


Figure V-12 : Evolutionary model for the Miquelon-Langlade beach-ridge plain: Stage 3 is defined by the development of beach-ridge units U_A and U_B (2400-1800 yrs BP).

Stage 4: 1800-800 years BP

The northern section of beach-ridge-plain unit U_B was covered by aeolian sand deposits during this time, forming parabolic dunes (south end of the 'Buttereaux Dunes') that reach as high as 20 m amsl (Figs. V-1, V-13). The age of this aeolian deposit is ca. 1300 yrs BP (OSL-2, Table V-1, Fig. V-6).

Sea level during this period was either relatively stable (around -1 to -0.8 m below modern MSL) or slowly rising at an estimated rate of only 0.1–0.2 mm/yr (Fig. V-8). Along the east coast of the barrier, the upper portion of BU_3 was eroded (Fig. V-4D). The beach-ridge plain, partially pinned to

this subaqueous to intertidal bar, continued to prograde, forming unit U_C in a concave pattern with ridges building in a northeastward direction. This younger prograding beach-ridge unit is a continuation of U_A (Fig. V-10). It built at an average estimated rate of 65 ± 45 years per ridge and has a higher elevation and more visibly rhythmic ridge-swale topography than U_A (Figs. V-1C, V-5 and V-9).

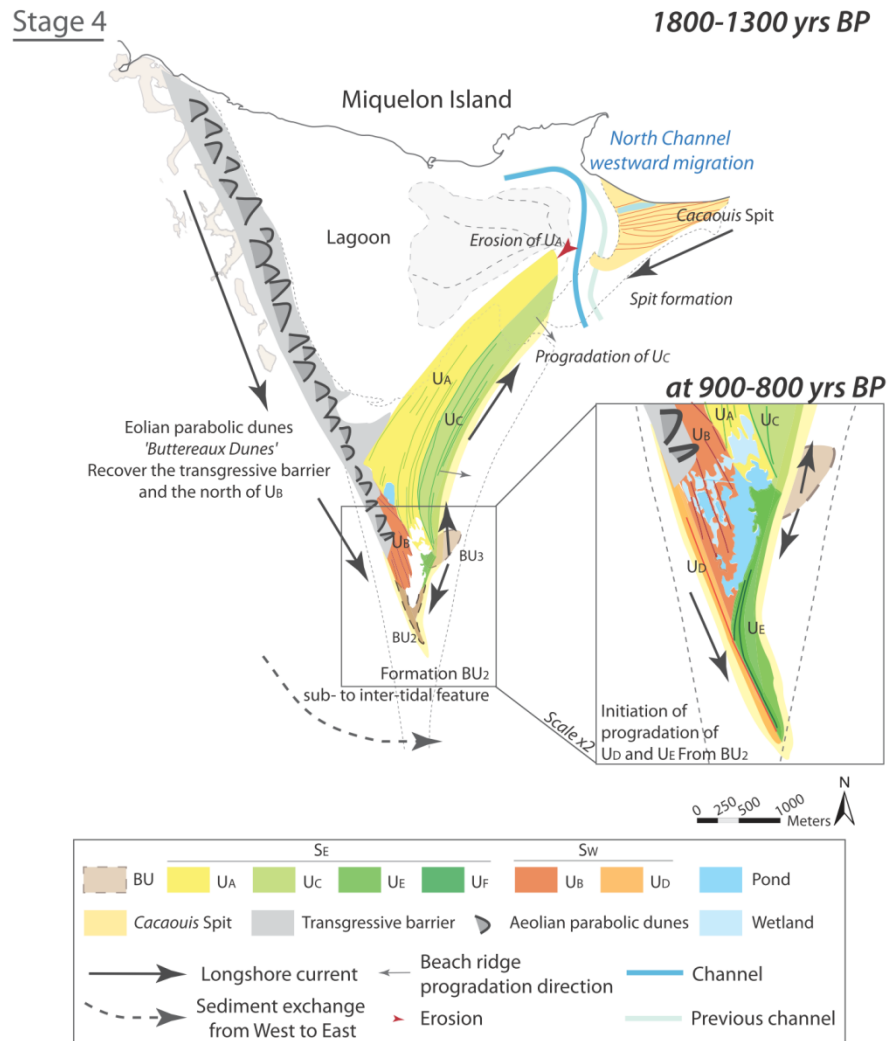


Figure V-13 : Evolutionary model for the Miquelon-Langlade beach-ridge plain: Stage 4 (1800-800 yrs BP) is first defined by the initiation and development of U_C and then, by the initiation of beach-ridge units U_D and U_E .

At the southern end of the plain, southerly longshore sediment transport drove sediment accumulation proximal to basal unit BU_2 , which is interpreted as bedrock (Fig. V-4C). Later during this stage, beach-ridge units U_D and U_E , both partially pinned to BU_2 , prograded: U_D to the west and U_E to the east (Figs. V-4C, V-13). On the eastern side of the plain, unit U_E built between BU_2 and BU_3 . Initiation of the growth of U_E led to the closure of the central large lowland area of the beach-ridge plain, thereby isolating unit U_B from easterly wave energy. On the western side of the plain, units U_B and U_D are distinguished by their dissimilar ridge topography; (Fig. V-1D) there is no evidence of continuous progradation between these two units. This indicates the existence of a period of non-

deposition between the end of formation of U_B and the initiation of unit U_D , which occurred at *ca.* 900 yrs BP (OSL-7 dates the 2nd ridge of U_D and provides an age of 720 ± 160 yrs BP, Table V-1, Fig. V-6). Based on their respective planform morphologies and stratigraphic relationships, it is assumed that the initiation of progradation of unit U_E was penecontemporaneous with that of unit U_D .

Stage 5: 800-500 years BP

Relative sea level reached *ca.* -0.8 m at the beginning of the fifth stage (700 yrs BP, Fig. V-8) and continued to rise to its modern elevation (Fig. V-7). Consequently, older and lower beach ridges (U_A and U_B) were gradually flooded during this period (Fig. V-10). Flooding of lower topographic units led to the deposition of finer sediments in these lowland areas, colonization by halophile plants, the development of peats (Fig. V-5), and the cannibalization of U_A from its lagoon (north) side (Fig. V-14). In the southern section of the plain, units U_E and U_D continued prograding seaward (Fig. V-14). The

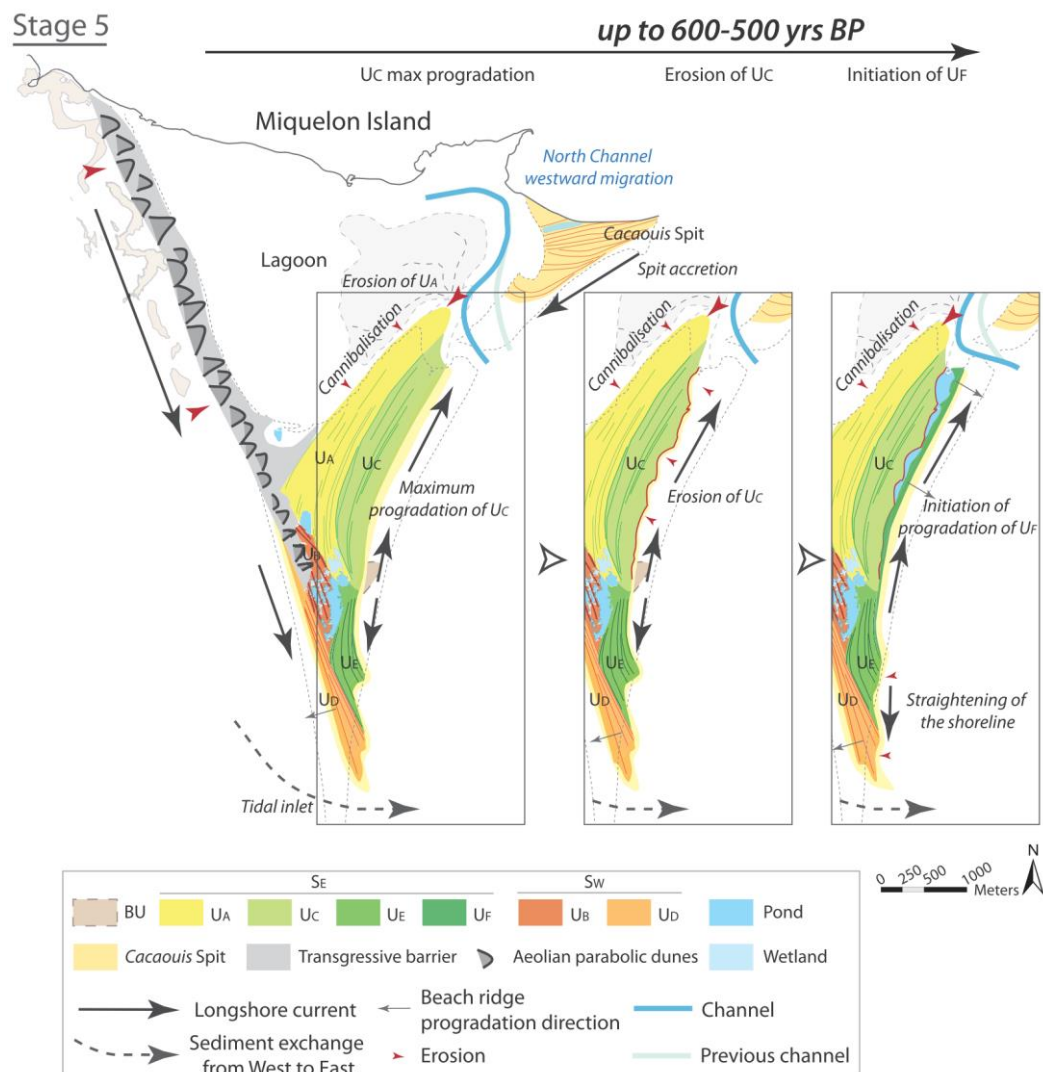


Figure V-14 : Evolutionary model for the Miquelon-Langlade beach-ridge plain: Stage 5 (800-500 yrs BP) is first defined by the erosion of U_C , the cannibalization of U_A , and the development of U_D and U_E , and then, by the initiation of progradation of beach-ridge unit U_F .

North Channel migrated southwestward to its current position (stage 6), forced by the southward progradation of the northern recurved-spit complex. This resulted in the erosion of the northeastern section of the beach-ridge plain.

On the east coast, U_C reached its maximum seaward position during this time period. However, this position is not recorded due to subsequent erosion and shoreline retrogradation (Fig. V-14). Erosion is especially visible in the central and northern sections of unit U_C , forming stair-step topography and an undulating seaward boundary of this unit (Figs. V-1 and V-5). The exact timing of this period of erosion is not known, but it likely occurred between 1300 and 600 BP. Subsequent development of a new shoreline seaward of the deepest lateral erosion of unit U_C resulted in the formation of a series of four semi-circular ponds, the northernmost of which is connected to the modern lagoon. This new shoreline corresponds to the earliest beach ridge of unit U_F and is estimated to be *ca.* 600 yrs old (OSL-6 dates the 2nd ridge of U_F at *ca.* 500 yrs BP Table V-1, Fig. V-6).

Stage 6: 500 years BP to today

During the most recent 600 years, beach-ridge unit U_F has prograded seaward of U_C and U_E (Figs. V-10, V-14) at an average rate of 110 ± 35 years per ridge. The ridge at the boundary between U_C and U_F (Fig. V-5) is covered by the thickest aeolian deposits within the plain. This deposit is dated at 400 ± 60 BP (OSL-5; Table V-1). This date, if accurate, indicates that the aeolian cover was formed when the shoreline was *ca.* 100–300 m seaward of the ridge. The transport of sediment across the new, unvegetated beach-ridge unit U_F would explain this evolution; a similar scenario was posited for the eastern Mediterranean coast of Levant (Mauz et al., 2013). However, the fact that this thick deposit immediately overlies a single beach ridge and directly parallels the modern and paleo- shorelines suggests that it is more likely an older shoreline feature, possibly originating from the reworking of beach-ridge sediments during the period of erosion at 1300–600 BP. Later bleaching or contamination may explain the somewhat younger OSL age of this particular ridge than would be expected under this alternative explanation.

The southeastern end of beach-ridge units U_D and U_E were truncated during this period (Fig. V-15); the eroded sediment partially filled former shoreline irregularities and formed the modern curvilinear shoreline. Along the west coast, the northwest-trending proto-barrier, overlain by parabolic dunes, continues to retrograde and thin. Unit U_D continues to prograde in a fan-shape pattern at a rate of *ca.* 110 ± 20 years per ridge.

To the south, the historic map of Fortin (1782) shows an active tidal inlet connecting the eastern and western sides of the barrier. It had closed by the late 18th century (Aubert de la Rüe, 1951), thereby connecting the sedimentary landforms built from the islands of Miquelon and Langlade, and

disrupting sediment exchange between the west and east coasts. Previous studies, based on analysis of orthophotographs and topographic data (Robin, 2007; Billy et al., 2013), demonstrate that no significant variations in the shoreline fronting U_D ($< \pm 5$ m) have occurred in the last 60 years.

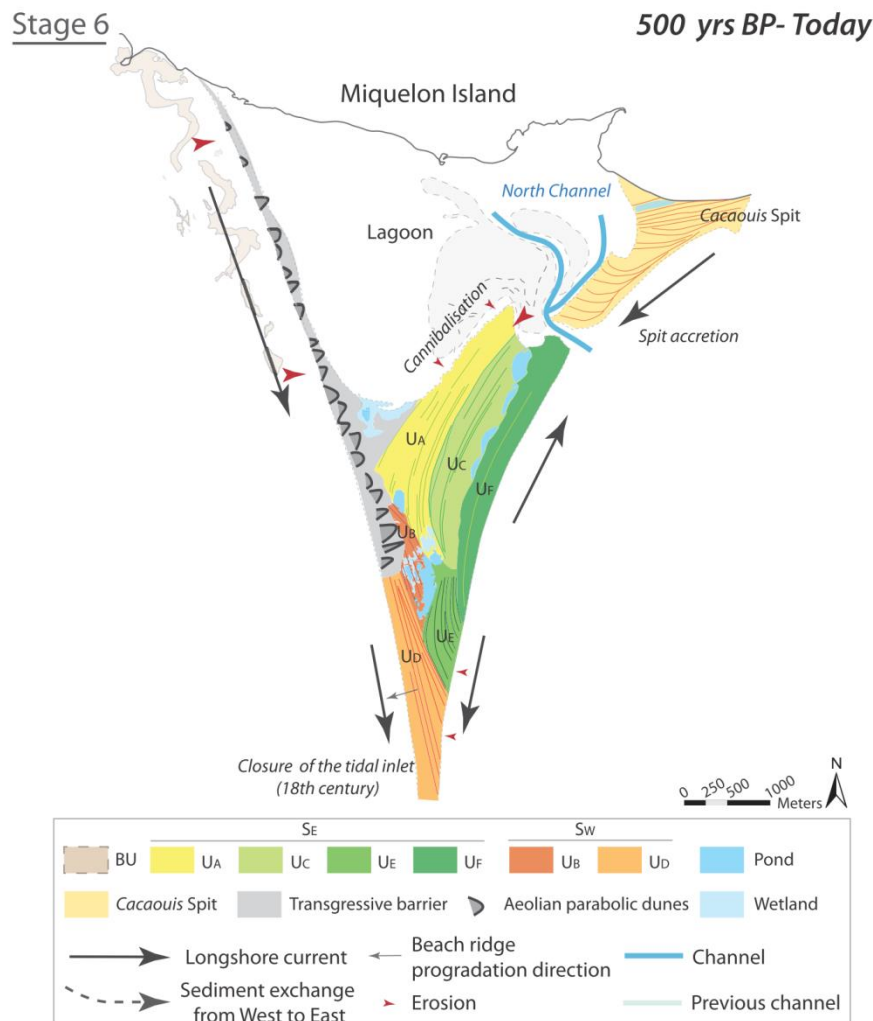


Figure V-15 : Evolutionary model for the Miquelon-Langlade beach-ridge plain: Stage 6 is the current barrier / beach-ridge plain.

V-6. Discussion

V-6.1. Beach ridges as indicators of past sea levels

V-6-1.a. Choice of appropriate indicator

Although care must be taken in the derivation of paleo-sea-level positions from depositional landforms due to challenges related to the chronologies and indicative meanings of individual deposits (Donnelly and Giosan, 2008), the potential of beach ridges to serve as indicators of Holocene sea-level change has been widely demonstrated (Rodriguez and Meyer, 2006; Nielsen and Clemmensen, 2009; Pedersen et al., 2011; Tamura, 2012). These studies commonly rely on the upper shoreface / beachface facies contact in beach-ridge plains as a marker of past sea levels. However,

using GPR to identify this contact presents several challenges, including possible errors in time-depth conversions of radar signals, which may be amplified with depth due to changes in radar velocities caused by differences in sediment textures and saturation levels. At Miquelon-Langlade, the depth of the boundary between the beachface and upper shoreface at or near the depth range of the antennae used is also a source of error. This contact is commonly either not recorded or sparsely recorded across the plain, even when radar signals achieve deep penetration.

Hence, a more appropriate indicator for use in this setting is the interface between wave-built foreshore facies and overlaying aeolian sand deposits. This contact reflects maximum deposition as a result of wave run-up. Although this contact may be easily recognized in GPR profiles or defined by comparisons of surficial and sediment-core samples (Thompson, 1992; van Heteren et al., 2000; Rodriguez and Meyer, 2006), there remains some debate regarding the broad applicability of this method (e.g., Thompson, 1992; Otvos, 1999; Otvos, 2000; Tamura, 2012). Controversy is largely centered on the lack of sedimentologic or stratigraphic evidence to distinguish the interface between the wave- and wind-built facies within a given ridge. Indeed, aeolian sands superimposed on beach-ridge deposits can originate from the beach/foreshore; although there is some natural sorting by aeolian processes, the proximity of the sediment source results in only minimal maturation of individual sediment grains (e.g., size, shape of sand grains), and potentially not enough to distinguish them sedimentologically from underlying wave-built facies (Otvos, 1999; 2000). This complication is fully avoided in coarser or mixed sand-and-pebbles beach-ridge systems. At Miquelon, foreshore deposits are sedimentologically distinct from overlying aeolian sediments, and easily distinguishable both in geophysical surveys, cross sections, and sediment cores.

A second requirement for an appropriate paleo-sea-level indicator is the need for the horizon to reflect long-term mean sea-level. Some coarse-grained beach ridges form from a single high-energy (storm) event (e.g., Sanjaume and Tolgensbakk, 2009; Jahnert et al., 2012). These record only wave heights in response to that given event, rather than representing long-term average wave conditions, which will produce RSL position. In such cases, heterogeneity from one ridge to another is more dependent on the intensity of local process building these ridges (intensity and temporal variability of storm surge, fetch length, wave energy or storm duration) than on the long-term trend of RSL change. By contrast, at the Miquelon-Langlade plain, beach ridges develop from beach berms (Billy et al., 2014). Each successive ridge is the result of decades of wave action (Table V-3, Fig. V-6), rather than a single event. The height of wave-built facies thus reflects long-term conditions, making these a suitable candidate for tracking RSL changes with time. The resulting age-elevation model (Fig. V-7) is internally consistent and allows for interpretation of the evolutionary history of the Miquelon-Langlade beach-ridge plain in terms of late Holocene RSL change (Figs. V-7, V-8).

V-6-1.b. Limits of paleo-sea-level indicator

The contact between wave-built and aeolian facies meets the basic requirements for use as a marker of paleo-sea level. However, there are several caveats in using these mapped elevations as paleo-sea-level indicators, thereby limiting the precision of this method in this beach-ridge plain, and the applicability of this method to other settings.

The indicative meaning of the wave-built facies is generally derived from comparison with modern conditions. Here, we have applied a correction factor to convert from the height of wave-built facies to MSL: D_{amsl} , the elevation difference between modern MSL and the top of modern foreshore deposits. Here, the difference in D_{amsl} between the eastward- and westward- prograding systems at Miquelon-Langlade highlights the sensitivity of this factor to wave conditions. In order to make accurate inferences of RSL changes over such long periods of time, an assumption must be made that both the average wave energy and mean tidal range have been unchanged or closely similar during the period of study. That is, the wave conditions that formed the most recent ridge mapped are the same as those that formed each earlier ridge in the set under consideration. However, it is likely that wave conditions at Miquelon-Langlade have changed over the past 3000 years in response to external climatic forcing factors, such as the frequency and magnitude of storms.

A second consideration for the indicative meaning of the wave-built / aeolian facies contact is changes in tidal range at the site over the period of formation. For example, tidal range has increased in the nearby Gulf of Maine by as much as 0.5 m over the past 3000 years (Gehrels et al., 1995). Although no such detailed modeling of tidal range changes has been done for the southern Newfoundland coast, Shaw and Forbes (1990) hypothesize that mean tidal range is unchanged in this region over such period. Nonetheless, it remains possible, if not likely, that D_{amsl} may not have been constant over the period of progradation of the beach-ridge plain, possibly fluctuating on the order of centimeters to decimeters. This type of uncertainty is not yet measurable or quantifiable. Thus, following the convention of Clemmensen and Nielsen (2010), van Heteren et al. (2000), and Goy et al. (2003), among others, we apply the modern value of D_{amsl} to all relict ridges, recognizing the limitation imposed on the methodology by this assumption.

Post-depositional diagenesis provides a final source of error inherent in this method. For example, aeolian deflation could decrease the elevation of the wave-built facies prior to deposition of aeolian sand (e.g., Otvos, 2000; Rodriguez and Meyer, 2006). The aeolian cover is partially or fully absent in the southern part of U_D on the Miquelon-Langlade barrier. The presence of a thin (≤ 10 cm) pebble pavement proximal to the surface suggests aeolian deflation, thereby decreasing the

elevation of these foreshore deposits and resulting in an apparently lower paleo-sea-level elevation at this location. However, such erosion has not been observed elsewhere on the plain, either in sediment cores or GPR profiles. In such locations it is reasonable to assume that if such erosion has occurred, it would have less of an impact, and would be within the margin of error of the elevation measurement itself. Furthermore, the benefit of using beach ridges for such reconstructions is that individual ridges represent contemporaneous shorelines across long distances; multiple elevation measurements of the upper contact of the wave-built facies from the same ridge allowed for the identification and removal from analysis of any outlier measurements, either due to mis-measurement or some natural cause such as deflation or diagenesis. Nonetheless, a contribution to error from diagenesis cannot be fully discounted.

V-6.2. Late Holocene sea-level changes in southern Newfoundland

Late Holocene RSL changes in nearby southern Newfoundland have been documented through studies of peat deposits at Placentia Bay on the Avalon Peninsula (2100 year record) and at Port-au-Port Peninsula (2900 year record), located 180 km eastward and 270 km northwestward of Saint-Pierre-et-Miquelon, respectively (Fig. V-1A). In Placentia Bay, records indicate a single period of RSL rise since 2100 BP, at an average time-integrated rate of 0.6 mm/yr (Daly et al., 2007) (Fig. V-8). In the Port-au-Port Peninsula, three distinct periods of RSL change over the past 2900 years are observed (Fig. V-8): a period of rapid (2 mm/yr) rise between 2900 and 2100 BP, followed by deceleration to a rate of *ca.* 0.25 mm/yr between 2100 and 900 BP, and then a final more rapid period of rise (1.3 mm/yr) during the last 900 years (Brookes and Stevens, 1985; Wright and Van de Plassche, 2001; Daly et al., 2007).

Relative sea-level trends determined from beach-ridge morphologies in the Miquelon-Langlade beach-ridge plain are largely consistent with those recorded at both Placentia Bay and Port-au-Port Peninsula. This high degree of regional consistency provides additional confidence in the utility of OSL ages and beach-ridge architecture to provide insight into past sea-level behavior at a similar resolution to that obtained from radiocarbon dating of peat deposits. Additionally, paleo-RSL trends at Miquelon-Langlade compare favorably to those from Port-au-Port Peninsula, revealing a second area in southwest Newfoundland with a period of notable decelerating RSL rise at *ca.* 1400—700 BP. Whether these trends reflect a local non-constant glacio-isostatic adjustment over the last 3000 years, or a more global response to atmospheric (and therefore coastal ocean) temperature forcing, is unknown. Numerical models and a larger observational database with higher-resolution RSL reconstructions are required to determine the driving mechanisms.

V-6.3. Conditions influencing beach-ridge plain progradation

The nature and rates of beach-ridge progradation are highly variable between beach-ridge plains (e.g., [Tanner, 1995](#); [Rink and López, 2010](#); [Guedes et al., 2011](#)). These differences can be ascribed either to local conditions (such as waves, tides and winds; sediment sources and supply rates; foreshore and nearshore gradients; and glacio-hydroisostatic RSL change) or global conditions (such as climate variability, and global eustatic sea-level variability). Beach-ridge systems adjoining bays, such as those in Buzzards Bay (Massachusetts, USA; [FitzGerald et al. \(2007\)](#)) or along the Arctic Norwegian coast ([Sanjaume and Tolgensbakk, 2009](#)), or those prograding on adjacent but opposite open coasts, such as the Miquelon-Langlade beach-ridge plain, are influenced by the same set of global processes. Such close beach-ridge systems therefore, provide the opportunity to investigate the influence of both global and intrinsic factors influencing their development.

V-6-3.a. Influence of RSL and accommodation space on plain progradation

Beach-ridge plains are common along coasts evolving under conditions of forced regression (e.g., [Bjørnsen et al., 2008](#); [Tamura et al., 2008](#); [Sanjaume and Tolgensbakk, 2009](#); [Clemmensen and Nielsen, 2010](#); [Jahnert et al., 2012](#)) where progradation is mainly driven by falling RSL. Beach-ridges are less common where sea level is stable or rising, where their presence is primarily controlled by high sedimentation rates (e.g., [Forbes et al., 1995](#); [Orford et al., 2002](#); [FitzGerald et al., 2007](#)). Progradation of the Miquelon-Langlade plain has occurred under such conditions. Here, sediment supply has outpaced the creation of accommodation due to RSL rise. Lacking any proximal fluvial source, sediment nourishing this barrier is provided from the erosion of glacial deposits. Indeed, a substantial volume of sediment in the form of glacial till is available on the shallow shelf and coastal zone ([Fig. V-3](#)), although we lack adequate data to accurately quantify these sediment reservoirs and their contributions to the beach-ridge plain over time. Any fluctuations in sediment supply rates were likely closely related to changes in erosion rates of the moraines and the delivery rates of these sediments to the barrier by constructive waves. These were both, in turn, controlled by the rate of RSL change and climate-driven changes in wave energy (e.g., [Ballantyne, 2002](#); [Forbes, 2005](#); [Forbes, 2011](#)). The growth of this nearly 5 km² beach-ridge plain during a period of RSL rise and with no external sediment source, serves as a prime example of the essential role of sediment availability in coastal progradation under conditions of RSL rise.

Similar to neighboring beach-ridge or barrier systems in southern Newfoundland ([Brookes and Stevens, 1985](#); [Shaw and Forbes, 1988](#); in [Liverman et al., 1994](#); [Wright and Van de Plassche, 2001](#)), the initiation of development of the Miquelon-Langlade plain is closely tied to the decrease in the rate of RSL rise at around *ca.* 3000 yrs BP; at this time, RSL rise slowed from *ca.* 4.4 mm/yr to *ca.* 1

mm/yr (Figs. V-2, V-8). This decreasing rate of RSL rise was required to provide waves and storms adequate time to erode glacial deposits and rework sediments into coastal deposits. Our paleo-sea-level data are not adequate to allow for the determination of the threshold rate of RSL rise below which the barrier switched from a retrogradational to a progradational regime. However, this clearly occurred at a rate somewhat higher than the 1.3 mm/yr rate present during the early stages of barrier development. Hein et al. (2014b) have investigated coastal response to RSL for a barrier system in Brazil and has reported that, despite great regional and local variability, stabilization of the barrier occurred when RSL rise decelerated to < 2 mm/yr, while higher rates led to retrograding barriers. Along the Northwest Atlantic coast, RSL rise rates over the late Holocene have been at about the same magnitude order (*i.e.*, 0.5 – 1.5 mm/yr) as those reported along the northern US coast over the last 6000 years (e.g., van de Plassche et al., 1998; Kelley et al., 2010; Timmons et al., 2010; Hein et al., 2014a). Likewise, these rates were 0.5 – 1.4 mm/yr on the South coast of New Brunswick (Bay of Fundy) (Gehrels et al., 1996; Gehrels et al., 2004) and up to 2 – 2.4 mm/yr at Halifax over the last 3000 BP (Scott et al., 1995). That is, the rate of RSL rise at Saint-Pierre-et-Miquelon over the period of barrier formation is similar to rates reported for similar systems in the northwest Atlantic.

At Miquelon-Langlade, decelerating RSL rise at 3000 BP to 1.3 mm/yr is undoubtedly the main factor influencing the initiation of beach-ridge plain construction. Further, this study suggests a link between the rate of RSL change and the beach-ridge plain growth: rates from 0.2 up to 1.3 mm/yr of RSL rise correlate to faster aerial growth of the plain. More, each prograding system (S_E and S_W) shows a period of slow growth (Fig. V-16) corresponding to the period of quasi-stability or slow RSL rise between 1400 and 700 yrs BP (Fig. V-8). This connection suggests that the dominant control of sediment availability on the progradation of this system was related to the erosion and reworking of sediments derived from proximal moraines by waves in response to rising RSL. These changes in response to RSL rise are common to many paraglacial coasts (Church and Ryder, 1972; Ballantyne, 2002; Engels and Roberts, 2005; Forbes, 2011; Hein et al., 2014a). In this manner, RSL rise below a minimum threshold rate (here *ca.* 0.2 mm/yr) leads to rapid depletion of sediment stores at a given shoreline position, thus slowing down-drift progradation (Forbes et al., 1995; Jennings et al., 1998). This hypothesis is consistent with observations of variations in the rate of growth of the Miquelon-Langlade plain. Moreover, it reveals a key insight into the response of coasts to RSL rise: there may be a small range of RSL rise rates in which the rate of accommodation creation and the rate of non-fluvial sediment delivery are both adequate to allow for progradation, rather than retrogradation, of the coast.

V-6-3.b. Disparity of local intrinsic parameters

Given their proximity, the two oppositely prograding systems (S_E and S_W) on the Miquelon-Langlade beach-ridge plain have experienced the same global and regional forcings over the period of their formation. However, significant differences exist between the two systems in terms of both the number of ridges (27 and 18 for transect across S_E and S_W respectively) as well as their spatial extent (S_E covers an area approximately 3.5 times greater than S_W , Fig. V-16, corresponding to ca. 80 % of the area of the plain). A final difference is observed in the internal architecture of these two systems: internal reflection slopes are 1–2° steeper, on average, for ridges within the more exposed S_W ridge system (Billy et al., 2014). It can be assumed that these disparities can be ascribed to fluctuations in several local intrinsic parameters, such as waves, sediment availability and sediment transport rates:

1) Wave energy plays a dominant role in sediment transport patterns (e.g., FitzGerald et al., 1992; Goodwin et al., 2006). The two sides of the barrier receive distinctly different wave influences in which the east coast is fetch-limited by the presence of Newfoundland only 25 km to the east, whereas the west coast is exposed to much of the Gulf of Saint-Lawrence. Given the high-energy wave regime required to transport and deposit coarse sediments (such as those found in the beach-ridge plain) in the swash zone, too high of wave stress could increase the backwash component restricting sediment deposition on the beach. Storm-induced downwelling return flows are stronger on the high-energy west side of the barrier, thereby likely limiting on-shore sediment transport

towards the western foreshore. By contrast, constructive fair-weather and moderate waves are dominant on the east side of the barrier, likely accounting for the more significant growth of the SE beach-ridge system.

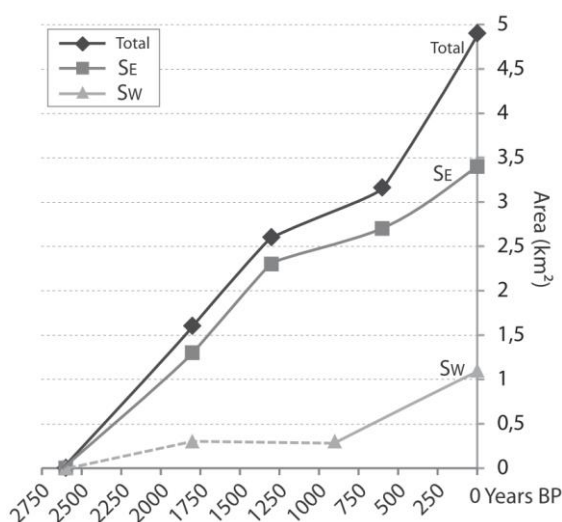


Figure V-16: Change in area of the Miquelon-Langlade beach-ridge plain over the last 2600 years. Lines represent the corresponding area of each the eastward- (S_E : 3.8 km²) and westward- (S_W : 1.1 km²) prograding systems, and the sum of these two areas (Total: 4.9 km²) over the period of progradation.

2) The rate of sediment supply, provided through the erosion of nearshore and terrestrial glacial and paraglacial deposits, depends on factors such as the rate of RSL change, wave climate and the volume of glacial / paraglacial material available (e.g., Church and Ryder, 1972; Shaw and Forbes, 1987; Ballantyne, 2002; Orford et al., 2002; Engels and Roberts, 2005; Hein et al., 2014b).

Both, the west and east coasts of the Miquelon-Langlade Barrier are located proximal to morainial sediment sources (Fig. V-3) and sediment availability is linked directly to its erosion. Moreover, until the closure of the central part of Miquelon-Langlade Barrier (18th century), sediments were transported through the central inlet from the west to the east coast (Figs. V-11 – V-14), as evidenced by sandy sub-marine lobe-shape deposits (Fig. V-3, Robin et al. (2013) and Billy (2014)). Since the closure of this inlet, the central shoreline of the eastern side of the barrier (including the southern ends of U_E and U_D) have been truncated in response to shifts in wave and sediment transport patterns (e.g., Goodwin et al., 2006), thereby forming the current curvilinear shoreline. Thus, the net transport of sediments from the western to the eastern side of this barrier has played an important role in the development of these two beach-ridge systems, and may well likely have resulted in the more advanced development of the eastern prograding beach-ridge system prior to closure of the central inlet.

3) Disparities in sediment transport patterns on the two sides of the barrier are highlighted by the observation of distinctive coastal morphologies: the eastern side of the barrier is dominated by a short, drift-aligned form (the spit at the northeast corner), a relatively stable inlet, and a wide beach-ridge system (S_E , swash-aligned form), whereas the western side is composed exclusively of a longer, drift-aligned form (barrier at the northwest) and narrow beach-ridge system (S_W , swash-aligned form). These disparities can be ascribed primarily to the influence of the sediment transport components (longshore versus cross-shore) induced by wave incidence and the angle of breaker approach on the two sides of the barrier (e.g., Komar, 1998; Ashton et al., 2001; Orford et al., 2002). For example, the southwestern and western swell approach the western shore of Miquelon-Langlade Barrier with a decreasing angle from the north (oblique) to the narrow central part of the barrier (frontal). This behavior leads to a decrease in the longshore component of sediment transport to the south along the barrier (Robin, 2007). Along the eastern side of the barrier, the southeastern swell has a stronger cross-shore component. The disparity between the wide eastern, and the narrow western, beach-ridge systems likely reflects sediment supply abundance, wave regime, and the dominance of longshore versus cross-shore sediment transport. As has been found elsewhere (e.g., Hein et al., 2014b; Orford et al., 2002), the local/regional wave regime at Miquelon-Langlade exerts a first-order control on the highly localized nature of constructional features.

4) Complex patterns of sediment transport across the inlet on the northeastern side of the Miquelon-Langlade Barrier (in connection with the *Grand Barachois Lagoon*, Fig. V-1) may lead to preferential bypassing, allowing for the development of wide sandy beaches proximal to the inlet (e.g., Oertel, 1975; Hayes, 1980; FitzGerald et al., 2000). Locally, this sand on the upper and middle beach could be transported by aeolian processes and build an aeolian sand cover above the wave-

built facies (U_C and U_F). This same process is likely responsible for the thick modern foredune observed proximal to the inlet. Such aeolian cover, thicker closer to the inlet, highlights that longshore beach-ridge morphology disparities can be observed even on short distances and along the same beach ridge.

The eastward- and westward- prograding beach-ridge systems of the Miquelon-Langlade Barrier (S_E , S_W) can be considered as two distinguishable entities, which have largely evolved independently. Differences between them can be attributed to some combination of the higher sediment availability (through net west-to-east transfer of sediment through the paleo-central inlet) and more suitable wave conditions for beach-ridge building on the east side of the barrier. These findings corroborate previous studies, which have demonstrated the primary influence of local conditions on beach-ridge development and characteristics (e.g., [FitzGerald et al., 2007](#); [Sanjaume and Tolgensbakk, 2009](#)). However, given that such evolution is the result of multiple, highly local parameters, it is impossible to quantify the role of variability in any one of these fluctuation over the time.

V-7. Conclusion

The Miquelon-Langlade beach-ridge plain provides a well example of paraglacial system formed over the last 3000 years in a regime of RSL rise (*i.e.* normal regression condition) and significant sediment availability from the erosion of proximal moraines. Sediment delivery by highly localized wave conditions outpaced the creation of accommodation and resulted in the growth of a seaward-rising set of beach ridges. The combination of a high-resolution, dense grid of ground-penetrating radar records, topographic data and new chronology provide for a detailed view of the formation of this plain and insights into the parameters influencing its development.

The chronology of beach-ridge plain formation highlights three main factors necessary to allow for the development of the plain. (1) A regional decrease in the rate of RSL rise at *ca.* 3000 BP, here estimated to *ca.* 1.3 mm/yr. While it is possible that some form of transgressive barrier islands existed at this site prior to the early development of the beach-ridge plain, a sea-level rise deceleration to < 1.3 mm/yr caused this system to become regressive, and is needed to initiate development of the beach-ridge system. (2) Under conditions of normal regression, a substantial volume of sediment is necessary to outpace the creation of accommodation due to RSL rise and produce a progradational system. Sediment supply is directly controlled by the erosion of proximal moraines in the terrestrial coastal zone and on the shallow shelf. Erosion of these moraines by wave action over time provided substantial sediment for nourishing the barrier system and producing its progradation. (3) Inherited topography (discontinuous bedrock outcrops and a basal sedimentary

unit, which predates the regressive beach-ridge plain) controls wave diffraction and refraction patterns, and serves as a pinning point for sediment deposition.

Progradation patterns and chronological framework indicate that the mean progradation rate of this system was between 65 and 110 years per ridge. The spatial extent of the two oppositely prograding systems are markedly different: the eastern system is 3.5 times larger than the western system. Disparities between the two prograding systems are ascribed to local parameters including (i) higher sediment availability on the east coast due to net sediment transfer from the west to the east side of the barrier when a central inlet was open; and (ii) differences in wave impacts on the shore (energy gradient, wave approach).

Late Holocene sea-level trends are investigated through the mapping of the contact between wave-built and aeolian facies of the beach-ridge plain along cross-shore radar profiles across the beach-ridge plain. Overall, the trend was one of an increase in RSL of 2.4 m over *ca.* 2400 years. Within this timeframe, three distinct trends can be distinguished: (1) from 2400 to 1500 yrs BP - RSL rise from -2.4 to -1 m msl (average rate of +1.3 mm/yr); (2) from 1500 to 700 yrs BP - relative stability or slowly rising RSL up to -0.7 m msl (<0.2 mm/yr); and (3) 700 yrs BP to present - RSL rise to the modern level at a rate of +1.1 mm/yr. This record provides the first-ever sea-level reconstruction in the Saint-Pierre-et-Miquelon Archipelago. Close correlation with proximal RSL records from southern Newfoundland (particularly Port-au-Port Peninsula) confirms that wave-built / aeolian stratigraphic contacts in beach ridges can provide a powerful tool for sea-level reconstructions in mixed clastic systems, particularly when the traditional marsh-based tools for high-resolution sea-level reconstructions are absent.

Acknowledgements

The authors would like to thank our EGIML (*Etude Globale de l'Isthme de Miquelon-Langlade*) Project partners (*le Ministère d'état de l'Outre-Mer, le Conseil Territorial de Saint-Pierre-et-Miquelon, la Direction des Territoires, de l'Alimentation et de la Mer, le Conservatoire du littoral*). We are grateful to the Coastal Systems Group (specifically, A. Ashton and R. Sullivan) at the Woods Hole Oceanographic Institution for use of the Mala GPR and Joel Sparks of Boston University for his assistance with field logistics. We would also like to thank Carol Wilson, Samantha Wright and Roger Etcheberry for field assistance.

Reference

- Allard, J., Bertin, X., Chaumillon, E., Pouget, F.,** 2008. Sand spit rhythmic development: A potential record of wave climate variations? Arçay Spit, western coast of France. *Marine Geology*, 253(3–4), 107-131.
- Anthony, E.J.,** 1995. Beach-ridge development and sediment supply: examples from West Africa. *Marine Geology*, 129(1–2), 175-186.
- Ashton, a., Murray, a.B., Arnault, O.,** 2001. Formation of coastline features by large-scale instabilities induced by high-angle waves. *Nature*, 414(6861), 296-300.
- Ballantyne, C.K.,** 2002. Paraglacial geomorphology. *Quaternary Science Reviews*, 21(18–19), 1935-2017.
- Bell, T., Batterson, M.J., Liverman, D.G.E., Shaw, J.,** 2003. A new late-glacial sea-level record for St. George's Bay, Newfoundland. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 40(8), 1053-1070.
- Billeaud, I., Tessier, B., Lesueur, P.,** 2009. Impacts of late Holocene rapid climate changes as recorded in a macrotidal coastal setting (Mont-Saint-Michel Bay, France). *Geology*, 37(11), 1031-1034.
- Billy, J.,** 2014. Morphologie et architecture d'une barrière composite paraglaciale : l'isthme de Miquelon-Langlade (NO Atlantique). Ph.D Thesis, Université de Perpignan Via Domitia, 321 pp.
- Billy, J., Robin, N., Certain, R., Hein, C., Berné, S.,** 2013. Barrier shoreline evolution constrained by shoreface sediment reservoir and substrate control: The Miquelon-Langlade Barrier, NW Atlantic. *Journal of Coastal Research*, S.I. n°65 (2), 2089-2094.
- Billy, J., Robin, N., Hein, C.J., Certain, R., FitzGerald, D.M.,** 2014. Internal architecture of mixed sand-and-gravel beach ridges: Miquelon-Langlade Barrier, NW Atlantic. *Marine Geology*, 357, 53-71.
- Bjørnsen, M., Clemmensen, L.B., Murray, A., Pedersen, K.,** 2008. New evidence of the Littorina transgressions in the Kattegat: Optically Stimulated Luminescence dating of a beach ridge system on Anholt, Denmark. *Boreas*, 37(1), 157-168.
- Bristow, C.S., Pucillo, K.,** 2006. Quantifying rates of coastal progradation from sediment volume using GPR and OSL: the Holocene fill of Guichen Bay, south-east South Australia. *Sedimentology*, 53(4), 769-788.
- Brooke, B., Ryan, D., Pietsch, T., Olley, J., Douglas, G., Packett, R., Radke, L., Flood, P.,** 2008. Influence of climate fluctuations and changes in catchment land use on Late Holocene and modern beach-ridge sedimentation on a tropical macrotidal coast: Keppel Bay, Queensland, Australia. *Marine Geology*, 251(3–4), 195-208.
- Brookes, I.A., Stevens, R.K.,** 1985. Radiocarbon age of rock-boring *Hiatella arctica* (Linné) and postglacial sea-level change at Cow Head, Newfoundland. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 22(1), 136-140.
- Cassidy, N.J.,** 2009. Chapter 2 - Electrical and Magnetic Properties of Rocks, Soils and Fluids. In: H.M. Jol (Ed.), *Ground Penetrating Radar Theory and Applications*. Elsevier, Amsterdam, pp. 41-72.
- Church, M., Ryder, J.M.,** 1972. Paraglacial sedimentation : consideration of fluvial processes conditioned by glaciation. *Geological Society of America Bulletin*, 83, 3059-3072.
- Clemmensen, L.B., Murray, A.S., Nielsen, L.,** 2012. Quantitative constraints on the sea-level fall that terminated the Littorina Sea Stage, southern Scandinavia. *Quaternary Science Reviews*, 40(0), 54-63.
- Clemmensen, L.B., Nielsen, L.,** 2010. Internal architecture of a raised beach ridge system (Anholt, Denmark) resolved by ground-penetrating radar investigations. *Sedimentary Geology*, 223(3–4), 281-290.
- Daly, J.F., Belknap, D.F., Kelley, J.T., Bell, T.,** 2007. Late Holocene sea-level change around Newfoundland. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 44(10), 1453-1465.
- Davis, R.A., FitzGerald, D.,** 2004. *Beaches and Coasts*. Blackwell.

- Dominguez, J.M.L., Martin, L., Bittencourt, A.C.S.P., 1987.** Sea-level history and Quaternary evolution of river mouth associated beach-ridge plains along the east-southeast Brazilian Coast: a Summary. In: *Sea-level Fluctuation and Coastal Evolution* (Eds. D. Nummedal, O.H. Pilkey and J.D. Howard), SEPM Spec. Publ., 41, 115-127.
- Donnelly, J.P., Giosan, L., 2008.** Tempestuous highs and lows in the Gulf of Mexico. *Geology*, 36(9), 751-752.
- Engels, S., Roberts, M.C., 2005.** The Architecture of Prograding Sandy-Gravel Beach Ridges Formed During the Last Holocene Highstand: Southwestern British Columbia, Canada. *Journal of Sedimentary Research*, 75(6), 1052-1064.
- FitzGerald, D.M., Baldwin, C.T., Ibrahim, N.A., Humphries, S.M., 1992.** Sedimentologic and Morphologic Evolution of a Beach Ridge Barrier Along an Indented Coast: Buzzards Bay, Massachusetts. In: C. Fletcher, J. Wehmiller (Eds.), *Quaternary coasts of the United States: marine and lacustrine systems*, pp. 65-75.
- FitzGerald, D.M., Buynevich, I.V., Fenster, M.S., McKinlay, P.A., 2000.** Sand dynamics at the mouth of a rock-bound, tide-dominated estuary. *Sedimentary Geology*, 131(1-2), 25-49.
- FitzGerald, D.M., Cleary, W.J., Buynevich, I.V., Hein, C.J., Klein, A.H.F., Asp, N., Angulo, R.P., 2007.** Strandplain evolution along the southern coast of Santa Catarina, Brazil. *Journal of Coastal Research*, SI 50, 152-156.
- Forbes, D.L., 2005.** Paraglacial coasts. In: Schwartz, M.L. (Ed.), *Encyclopedia of Coastal Science*. Springer, Dordrecht, 760-762.
- Forbes, D.L., 2011.** 3.09 - Glaciated Coasts. In: E. Wolanski, D. McLusky (Eds.), *Treatise on Estuarine and Coastal Science*. Academic Press, Waltham, pp. 223-243.
- Forbes, D.L., Orford, J.D., Carter, R.W.G., Shaw, J., Jennings, S.C., 1995.** Morphodynamic evolution, self-organisation, and instability of coarse-clastic barriers on paraglacial coasts. *Marine Geology*, 126(1-4), 63-85.
- Forbes, D.L., Shaw, J., Eddy, B.G., 1993.** Late Quaternary sedimentation and the postglacial sea-level minimum in Port-au-Port Bay and vicinity, west Newfoundland. *Atlantic Geology*, 29, 1-26.
- Forbes, D.L., Syvitski, J.P.M., 1994.** Paraglacial coasts. In: C.D.W. R.W.G. Carter (Ed.), *Coastal evolution, Late Quaternary shoreline morphodynamics*. Cambridge University Press, pp. 373-424.
- Fortin, 1782.** Carte particulière des îles de St Pierre et de Miquelon.
- Galloway, W.E., Hobday, D.K., 1983.** *Terrigenous Clastic Depositional Systems*. Springer, Berlin, pp. 489.
- Gehrels, W.R., Belknap, D.F., Kelley, J.T., 1996.** Integrated high-precision analyses of Holocene sea-level changes: lessons from the coast of maine. *Geological Society of America Bulletin*, 108, 1073-1088.
- Gehrels, W.R., Belknap, D.F., Pearce, B.R., Gong, B., 1995.** Modeling the contribution of M2 tidal amplification to the Holocene rise of mean high water in the Gulf of Maine and the Bay of Fundy. *Marine Geology*, 124(1-4), 71-85.
- Gehrels, W.R., Milne, G.A., Kirby, J.R., Patterson, R.T., Belknap, D.F., 2004.** Late Holocene sea-level changes and isostatic crustal movements in Atlantic Canada. *Quaternary International*, 120(1), 79-89.
- Goodwin, I.D., Stables, M.A., Olley, J.M., 2006.** Wave climate, sand budget and shoreline alignment evolution of the Iluka-Woody Bay sand barrier, northern New South Wales, Australia, since 3000 yr BP. *Marine Geology*, 226(1-2), 127-144.
- Gouletquer, P., Robert, S., Caisey, X., Chabirand, J.-M., Dubois, S., Le Moine, O., Soletchnik, P., Goraguer, H., Lazure, P., Le Bihan, C., Geairon, P., Lajournade, M., Le Gall, A., 2011.** Contribution au développement de la filière aquacole à Saint Pierre et Miquelon. Rapport IFREMER 2011, Contrat ODEADOM-IFREMER - Convention 2011 N°2011-004/38, pp. 233.
- Goy, J.L., Zazo, C., Dabrio, C.J., 2003.** A beach-ridge progradation complex reflecting periodical sea-level and climate variability during the Holocene (Gulf of Almería, Western Mediterranean). *Geomorphology*, 50(1-3), 251-268.

- Guedes, C.C.F., Giannini, P.C.F., Sawakuchi, A.O., DeWitt, R., Nascimento Jr, D.R., Aguiar, V.A.P., Rossi, M.G.,** 2011. Determination of controls on Holocene barrier progradation through application of OSL dating: The Ilha Comprida Barrier example, Southeastern Brazil. *Marine Geology*, 285(1–4), 1-16.
- Hayes, M.O.,** 1980. General morphology and sediment patterns in tidal inlets. *Sedimentary Geology*, 26(1–3), 139-156.
- Hede, M.U., Bendixen, M., Clemmensen, L.B., Kroon, A., Nielsen, L.,** 2013. Joint interpretation of beach-ridge architecture and coastal topography show the validity of sea-level markers observed in ground-penetrating radar data. *The Holocene*, 23(9), 1238-1246.
- Hein, C.J., Fitzgerald, D.M., Buynevich, I.V., Van Heteren, S., Kelley, J.T.,** 2014a. Evolution of paraglacial coasts in response to changes in fluvial sediment supply. *Geological Society, London, Special Publications*, 388.
- Hein, C.J., Fitzgerald, D.M., Cleary, W.J., Albernaz, M.B., De Menezes, J.T., Klein, A.H.d.F.,** 2013. Evidence for a transgressive barrier within a regressive strandplain system: Implications for complex coastal response to environmental change. *Sedimentology*, 60(2), 469-502.
- Hein, C.J., Fitzgerald, D.M., Thadeu de Menezes, J., Cleary, W.J., Klein, A.H.F., Albernaz, M.B.,** 2014b. Coastal response to late-stage transgression and sea-level highstand. *Geological Society of America Bulletin*, 126(3-4), 459-480.
- Hesp, P.A., Dillenburg, S.R., Barboza, E.G., Tomazelli, L.J., Ayup-Zouain, R.N., Esteves, L.S., Gruber, N.L.S., Toldo-Jr., E.E., De A. Tabajara, L.L.C., Clerot, L.C.P.,** 2005. Beach ridges, foredunes or transgressive dunefields? Definitions and an examination of the Torres to Tramandai barrier system, southern Brazil. *Annals of the Brazilian Academy of Sciences*, 77, 493-508.
- Heteren, S.V., Fitzgerald, D.M., Ckinlay, P.A.M., Buynevich, V.,** 1998. Radar facies of paraglacial barrier systems : coastal New England , USA. *Sedimentology*.
- I.G.N.,** Institut Géographique National. <http://professionnels.ign.fr/>.
- Isla, F.I., Bujalesky, G.G.,** 2000. Cannibalisation of Holocene gravel beach-ridge plains, northern Tierra del Fuego, Argentina. *Marine Geology*, 170(1–2), 105-122.
- Jahnert, R., de Paula, O., Collins, L., Strobach, E., Pevzner, R.,** 2012. Evolution of a coquina barrier in Shark Bay, Australia by GPR imaging: Architecture of a Holocene reservoir analog. *Sedimentary Geology*, 281, 59-74.
- Jennings, S., Orford, J.D., Canti, M., Devoy, R.J.N., Straker, V.,** 1998. The role of relative sea-level rise and changing sediment supply on Holocene gravel barrier development: the example of Porlock, Somerset, UK. *The Holocene*, 8(2), 165-181.
- Kelley, J.T., Belknap, D.F., Claesson, S.,** 2010. Drowned coastal deposits with associated archaeological remains from a sea-level “slowstand”: Northwestern Gulf of Maine, USA. *Geology*, 38(8), 695-698.
- Komar, P.D.,** 1998. *Beach Processes and Sedimentation*, 2nd edition. Prentice Hall, New Jersey, pp. 544.
- Liverman, D.G.E., Forbes, D.L., Boger, R.A.,** 1994. Coastal monitoring on the Avalon Peninsula. Current Research, Newfoundland Department of Mines and Energy, Geological Survey Branch, Report 94-1, 17-27.
- Mauz, B., Hijma, M.P., Amorosi, A., Porat, N., Galili, E., Bloemendal, J.,** 2013. Aeolian beach ridges and their significance for climate and sea level: Concept and insight from the Levant coast (East Mediterranean). *Earth-Science Reviews*, 121, 31-54.
- Murray, A.S., Wintle, A.G.,** 2000. Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol. *Radiation Measurements*, 32(1), 57-73.
- Neal, A.,** 2004. Ground-penetrating radar and its use in sedimentology: principles, problems and progress. *Earth-Science Reviews*, 66(3–4), 261-330.
- Neal, A., Richards, J., Pye, K.,** 2003. Sedimentology of coarse-clastic beach-ridge deposits, Essex, southeast England. *Sedimentary Geology*, 162(3–4), 167-198.

- Nielsen, L., Clemmensen, L.B.,** 2009. Sea-level markers identified in ground-penetrating radar data collected across a modern beach ridge system in a microtidal regime. *Terra Nova*, 21(6), 474-479.
- Nott, J., Smithers, S., Walsh, K., Rhodes, E.,** 2009. Sand beach ridges record 6000 year history of extreme tropical cyclone activity in northeastern Australia. *Quaternary Science Reviews*, 28(15-16), 1511-1520.
- Oertel, G.F.,** 1975. Ebb-tidal deltas of Georgia estuaries. In: L.E. Cronin (eds.), *Estuarine Research*, Academic Press, New York, 2, 267-276.
- Orford, J.D., Forbes, D.L., Jennings, S.C.,** 2002. Organisational controls, typologies and time scales of paraglacial gravel-dominated coastal systems. *Geomorphology*, 48(1-3), 51-85.
- Otvos, E.G.,** 1999. Sediment and Geomorphic Criteria for Reconstructing Sea-Level Positions. Multiple Pliocene-Quaternary Marine Highstands on the Northeastern Gulf of Mexico Coastal Plain? Reply to a Discussion, *Journal of Coastal Research*, 14(2), 669-674 (1998). *Journal of Coastal Research*, 15(4), 1181-1187.
- Otvos, E.G.,** 2000. Beach ridges — definitions and significance. *Geomorphology*, 32(1-2), 83-108.
- Owens, E.H., McCann, S.B.,** 1980. The coastal geomorphology of the Magdalen Islands, Québec. The Coastline of Canada, S. B. McCann editor, Geological Survey of Canada (Paper 80-10), 51-72.
- Pedersen, J.B.T., Kroon, A., Jakobsen, B.H.,** 2011. Holocene sea-level reconstruction in the Young Sound region, Northeast Greenland. *Journal of Quaternary Science*, 26(2), 219-226.
- Rink, W.J., López, G.I.,** 2010. OSL-based lateral progradation and aeolian sediment accumulation rates for the Apalachicola Barrier Island Complex, North Gulf of Mexico, Florida. *Geomorphology*, 123(3-4), 330-342.
- Robin, N.,** 2007. Morphodynamique des systèmes de flèches sableuses : Etude entre les embouchures tidales de l'Archipel de St Pierre et Miquelon et de la côte ouest du Cotentin (Manche). Ph.D Thesis, Université de Caen, 539 pp.
- Robin, N., Billy, J., Barthe, P., Barusseau, J.P., Carvalho, E., Certain, R., Chanoué, M., Fitzgerald, D., Hein, C., Michel, C., Millescamps, B., Raynal, O., Wilson, C., Wright, S.,** 2013. Etude globale de l'isthme de Miquelon-Langlade. Rapport final, Université de Perpignan Via Domitia, 282 pp.
- Rodriguez, A.B., Meyer, C.T.,** 2006. Sea-Level Variation During the Holocene Deduced from the Morphologic and Stratigraphic Evolution of Morgan Peninsula, Alabama, U.S.A. *Journal of Sedimentary Research*, 76(2), 257-269.
- Sanjaume, E., Tolgensbakk, J.,** 2009. Beach ridges from the Varanger Peninsula (Arctic Norwegian coast): Characteristics and significance. *Geomorphology*, 104(1-2), 82-92.
- Schellmann, G., Radtke, U.,** 2010. Timing and magnitude of Holocene sea-level changes along the middle and south Patagonian Atlantic coast derived from beach ridge systems, littoral terraces and valley-mouth terraces. *Earth-Science Reviews*, 103(1-2), 1-30.
- Scott, D.B., Brown, K., Collins, E.S., Medioli, F.S.,** 1995. A new sea-level curve from Nova Scotia: evidence for a rapid acceleration of sea-level rise in the late mid-Holocene. *Canadian Journal of Earth Sciences* 32, 2071-2080.
- Shaw, J., Courtney, R.C., Currie, J.R.,** 1997. Marine geology of St. George's Bay, Newfoundland, as interpreted from multibeam bathymetry and back-scatter data. *Geo-Marine Letters*, 17(3), 188-194.
- Shaw, J., Forbes, D.L.,** 1987. Coastal barrier and beach-ridge sedimentation in Newfoundland. *Proceedings, Canadian Coastal Conference 1987*. Quebec Natural Research Council Canada, Ottawa, 437-454.
- Shaw, J., Forbes, D.L.,** 1988. Crustal warping and sediment supply as controls on recent coastal development in Newfoundland. *Maritime sediments and Atlantic Geology*, 24, 211.
- Shaw, J., Forbes, D.L.,** 1990. Relative Sea-Level Change and Coastal Response, Northeast Newfoundland. *Journal of Coastal Research*, 6(3), 641-660.

- Shaw, J., Piper, D.J.W., Fader, G.B.J., King, E.L., Todd, B.J., Bell, T., Batterson, M.J., Liverman, D.G.E.,** 2006. A conceptual model of the deglaciation of Atlantic Canada. *Quaternary Science Reviews*, 25, 2059-2081.
- Stapor, F.W.,** 1975. Holocene beach-ridge plain development, northwest Florida. *Zeitschrift für Geomorphologie suppl.* Bd. 22, 116-144.
- Tamura, T.,** 2012. Beach ridges and prograded beach deposits as palaeoenvironment records. *Earth-Science Reviews*, 114(3-4), 279-297.
- Tamura, T., Murakami, F., Nanayama, F., Watanabe, K., Saito, Y.,** 2008. Ground-penetrating radar profiles of Holocene raised-beach deposits in the Kujukuri strand plain, Pacific coast of eastern Japan. *Marine Geology*, 248(1-2), 11-27.
- Tanner, W.F.,** 1995. Origin of beach ridges and swales. *Marine Geology*, 129(1-2), 149-161.
- Tanner, W.F., Stapor, F.W.,** 1971. Tabasco beach ridge plain: an eroding coast. *Transaction Gulf Coast Association of Geological Societies* 21, 231-232.
- Taylor, M.J., Stone, G.W.,** 1996. Beach-ridges: a review. *Journal of Coastal Research*, 12, 612-621.
- Thompson, T.A.,** 1992. Beach ridges development and lake-level variation in southern Lake Michigan. *Sedimentary Geology*, 80, 305-318.
- Timmons, E.a., Rodriguez, A.B., Mattheus, C.R., DeWitt, R.,** 2010. Transition of a regressive to a transgressive barrier island due to back-barrier erosion, increased storminess, and low sediment supply: Bogue Banks, North Carolina, USA. *Marine Geology*, 278(1-4), 100-114.
- van de Plassche, O., van der Borg, K., de Jong, A.F.M.,** 1998. Sea level-climate correlation during the past 1400 yr. *Geology*, 26(4), 319-322.
- van Heteren, S., Huntley, D.J., van de Plassche, O., Lubberts, R.K.,** 2000. Optical dating of dune sand for the study of sea-level change. *Geology*, 28(5), 411-414.
- Weill, P., Tessier, B., Mouazé, D., Bonnot-Courtois, C., Norgeot, C.,** 2012. Shelly cheniers on a modern macrotidal flat (Mont-Saint-Michel bay, France) — Internal architecture revealed by ground-penetrating radar. *Sedimentary Geology*, 279(0), 173-186.
- Wintle, A.G., Murray, A.S.,** 2006. A review of quartz optically stimulated luminescence characteristics and their relevance in single-aliquot regeneration dating protocols. *Radiation Measurements*, 41(4), 369-391.
- Wright, A., Van de Plassche, O.,** 2001. Field guide to the Quaternary west coast of Newfoundland. Geological Association of Canada -Mineralogical Association of Canada.

Chapitre VI - LA BARRIÈRE DE MIQUELON- LANGLADE

**VISION GÉOPHYSIQUE TERRE-MER D'UNE BARRIÈRE
COMPOSITE PARAGLACIAIRE**

Chapitre VI - La barrière de Miquelon-Langlade	191
VI-1. Introduction	193
VI-2. Cadre de l'étude et rappel sur la couverture sédimentaire	196
VI-3. Démarche méthodologique	197
VI-4. Stratigraphie des unités sismiques (mer)	199
VI-4.1. Le substrat rocheux (<i>Bedrock</i>)	200
VI-4.2. Les dépôts du cortège régressif (FSST)	200
VI-4.3. Les dépôts du cortège transgressif	208
VI-4-3.a. Lower unit (LU)	208
VI-4-3.b. Middle unit (MU)	208
VI-4-3.c. Upper unit (UU)	209
VI-5. Description morphologiques de la barrière émergée	213
VI-5.1. Le secteur nord-ouest : les Buttereaux	213
VI-5.2. Le secteur nord-est : la flèche des cacaouis	215
VI-5.3. Le secteur central : les <i>beach ridges</i>	216
VI-5.4. Le secteur sud	216
VI-5.5. Estimation du volume de la barrière émergée	217
VI-6. Discussion	218
VI-6.1. Estimation du matériel sédimentaire nécessaire pour la formation de la barrière	218
VI-6.2. Temps de relaxation des sédiments	220
VI-6.3. Les modèles stratigraphiques de la barrière	222
VI-6.4. Les singularités de la barrière	225
VI-7. Conclusion	226
Références	228

Chapitre VI : La barrière de Miquelon-Langlade : Vision géophysique terre-mer d'une barrière composite paraglaciale

Les chapitres IV et V ont permis d'avoir une vision de détail de la plaine de beach ridges, qui constitue un des systèmes morphologiques clé de la barrière. Ces chapitres illustrent leur architecture interne, leur mode de développement, discutent du potentiel de paléo-marqueur de ces systèmes et permettent de proposer un modèle de développement de la plaine depuis 2400 ans. Ce chapitre VI concerne l'ensemble de la barrière de Miquelon-Langlade. Il poursuit l'effort mené dans les chapitres précédents en caractérisant les autres systèmes émergés de la barrière ainsi que les dépôts constituant ses avant-côtes. L'échelle spatiale et temporelle est donc plus large et permet d'imager le lien entre les parties terrestre et marine de la barrière, ainsi que de confronter la façade ouest et est par l'étude d'un continuum architectural complet. Ceci, afin d'obtenir une meilleure compréhension et caractérisation des barrières littorales, en l'occurrence via cet exemple de barrière composite évoluant en contexte paraglaciale.

VI-1. Introduction

Les barrières littorales sont des systèmes sédimentaires assez bien documentés qui ont suscité un fort attrait scientifique depuis le milieu du 19^eS (e.g., DeBeaumont, 1845; Gilbert, 1885; Hoyt, 1967; Otvos, 1970; Schwartz, 1973; Otvos, 1981). Leurs morphologies peuvent être différenciées en trois grandes classes (e.g., Davis and FitzGerald, 2004; Otvos, 2012): les îles barrières (les plus communes et étudiées) qui ne possèdent aucun ancrage à la côte, les barrières rattachées au continent qui possèdent un ou deux point(s) d'ancrage à la côte (les flèches, les barrières attachées, les cuspatés, les tombolos ; Chapitre I, Fig. I-2), et les barrières accolées au continent. L'évolution des barrières est le résultat du ratio entre l'accumulation sédimentaire et l'espace d'accommodation. Ce dernier est lui-même fonction de la morphologie du littoral et de l'avant-côte ainsi que des variations du RSL (e.g., Carter, 1988; Roy et al., 1994; Short, 1999; Timmons et al., 2010; Otvos, 2012). En fonction du rapport entre ces facteurs, un système de barrière littorale peut prograder (avancer), rétrograder (reculer) ou être à l'équilibre (stationnaire) formant respectivement des systèmes de barrières régressives, transgressives ou aggradantes (Chapitre I, Fig. I-7). Dans la revue la plus

récente sur les systèmes de barrières littorales, [Otvos \(2012\)](#) a également mis en avant les systèmes de barrières composites, au sens stratigraphique du terme. Ces barrières composites qualifient des systèmes qui ont subi différentes phases d'évolution, c'est à dire une combinaison de phases de progradation, retrogradation et/ou d'aggradation, mettant ainsi l'accent sur la complexité des systèmes de barrières et leur capacité de réponse aux fluctuations des forçages au cours du temps ou spatialement. La complexité des barrières composites, stratigraphiquement ou morphologiquement, en font des systèmes quasiment uniques possédant des assemblages propres à chaque site. Cette spécificité pointe une nécessité de multiplier les études les concernant afin de mieux cerner l'impact des variations des paramètres de contrôle qui interagissent pour obtenir ce type de système aussi complexe sur des espaces restreints.

Les études sur les barrières littorales sont abordées suivant différentes approches. Certaines concernent l'évolution ou la dynamique des systèmes sur des échelles temporelles allant du long terme aux plus récentes (e.g., [Stive et al., 1991](#); [Cowell and Thom, 1994](#); [Larson and Kraus, 1994](#)). D'autres se focalisent sur une description architecturale des dépôts (e.g., [Murray-Wallace et al., 1999](#); [Simms et al., 2006](#)). Cependant, pour des raisons méthodologiques leurs approches compartimentent souvent le système de barrière, dissociant le domaine terrestre (majoritairement abordé à l'aide de carottes sédimentaires, de tranchées, d'observation de terrain et plus récemment de géo-radar) du domaine marin (méthodes géophysiques). Le développement et la popularisation de l'outil géo-radar depuis les années 2000 ([Neal, 2004](#)), permet de révéler efficacement et sur de longues distances (centaines de mètres à dizaines de kilomètres) une image de l'architecture des dépôts à terre. Ce bond technologique contribue à l'amélioration des connaissances architecturales des systèmes de barrières émergées. Leur association sur un même site, avec une étude de géophysique marine plus traditionnelle, permet d'avoir une vision géophysique continue. Cette double approche associant les deux domaines, commence à émerger et permet d'avoir une vision architecturale complète de l'objet ([Timmons et al., 2010](#)). De plus, les deux domaines (terre-mer) sont interdépendants, évoluant en réponse l'un de l'autre, et cet apport permet une compréhension plus large de leur mise en place et de leur évolution. Ainsi l'évolution d'une barrière (passée ou future) devrait être considérée en prenant en compte les deux domaines, même si l'effort de terrain doit être doublé. Ces études sont d'autant plus importantes pour les systèmes composites hérités de phases de construction qui ne sont pas linéaires au cours du temps et qui peuvent s'avérer complexes.

Les barrières constituant les côtes paraglaciaires sont des systèmes littoraux qui sont directement conditionnés par l'histoire glaciaire et la déglaciation à l'échelle de la région. En effet lors du retrait de la calotte, les glaciers ont laissé derrière eux de larges quantités de sédiments non

consolidés (till, moraines) qui peuvent par la suite être facilement érodés et remaniés par des processus non-glaciaires (les rivières sur le bassin versant, la houle et les courants sur le littoral). Le transfert de sédiments provenant de sources glaciogéniques est rarement continu ([Chapitre I, §I-1.2, Fig. I-11](#)), fonctionnant par intermittence en fonction des processus qui induisent leur érosion et leur transport (e.g., [Church and Ryder, 1972](#); [Ballantyne, 2002](#); [Hein et al., 2014](#)). Ces moraines constituent toutefois d'importantes sources sédimentaires (voire uniques) pour les systèmes littoraux (côte et avant-côte) paraglaciaires et contribuent à la progradation des barrières, tout comme à alimenter les prismes de bas niveau marin. Les connaissances sur les barrières paraglaciaires sont principalement portées par les études en Amérique du Nord (Nouvelle-Angleterre et Terre-Neuve) (e.g., [Boyd et al., 1987](#); [Shaw and Forbes, 1990](#); [Forbes and Syvitski, 1994](#); [Forbes et al., 1995](#); [FitzGerald and Heteren, 1999](#)). Ces barrières présentent une grande variabilité de tailles, de configurations, de caractéristiques sédimentaires (souvent constituées de sédiments grossiers : galet ou mixte sable-galet) et de stabilité ou non des structures ([Ballantyne, 2002](#)). La présence de ces systèmes est généralement conditionnée par des forçages communs aux autres côtes mondiales tel que la configuration de la côte, sa compartimentation par des promontoires rocheux (induisant par exemple des plages de poches), l'action de la houle et des courants, la quantité de sédiment disponible ainsi que l'évolution du RSL. Cependant, certains facteurs vont jouer un rôle plus important dans les environnements paraglaciaires tels que les ajustements glacio-isostatiques et eustatiques rapide qui vont directement conditionner la position et la dynamique du littoral.

La barrière de Miquelon-Langlade est une barrière composite aussi bien sur le plan morphologique que stratigraphique, qui s'est développée le long de deux façades maritimes ouvertes sur l'océan sur un espace réduit de 12 km de long entre deux îles perchées sur un haut-fond très étendu. Dans le cadre de ces travaux, le terme barrière est employé au sens le plus large, couvrant l'ensemble des parties marines et terrestres. La complexité des dépôts en mer fait que le terme comprend dans cette étude la succession de dépôts sédimentaires qui se sont déposés lors de la dernière transgression marine ainsi que ceux du haut niveau marin. Les objectifs de cette étude sont (1) de décrire l'organisation des unités marines pour une barrière évoluant le long de deux façades ouvertes sur l'océan et contraintes par des dynamiques littorales distinctes ; (2) de lier l'imagerie terrestre, détaillée dans les chapitres IV et V, avec celle marine afin d'avoir une vision globale des dépôts sédimentaires qui constituent la barrière ; et (3) de discuter la provenance et la mise en place du stock sédimentaire (moraines et barrière) ainsi que de la diversité spatiale remarquable des systèmes morphologiques de cette barrière. Pour répondre à ces objectifs, l'étude de la barrière comprend un vaste ensemble de profils sismiques sur les deux façades de la barrière, des profils GPR et des échantillons sédimentaires de surface aussi bien à terre (dont certains datés) qu'en mer.

VI-2. Cadre de l'étude et rappel sur la couverture sédimentaire

L'Archipel de Saint-Pierre-et-Miquelon constitue la partie émergée du banc de Miquelon (Fig. VI-1A). Il est bordé à l'ouest par le chenal de l'Hermitage, au nord et à l'est par le chenal des Îles Vertes et au sud par celui de la Sonde (Fig. VI-1B). Comme les terres avoisinantes, il a été libéré des glaces (Chapitre II, II-2.1) il y a environ 13 700 ans par un retrait vers le nord-est de la calotte glaciaire. Ce retrait a laissé de nombreux dépôts glaciaires, notamment des moraines composées de sables très fins (purée de quartz et feldspath⁷) à grossiers, de galets qui ont conservé une partie de leur caractère anguleux et de blocs (Fig. VI-2). Ces dépôts morainiques se localisent majoritairement autour des reliefs de l'île de Miquelon et au nord-ouest de Langlade et semblent être dans l'axe de déplacement (SO-NE) de l'ancienne langue de glace. Leur épaisseur varie principalement entre 3 et 5 m (Fig. VI-2), mais peut atteindre 10 à 15 mètres par endroit (Fig. VI-1B). Leur extension historique en mer est mal connue du fait de leur total démantèlement. Toutefois il ne fait aucun doute que ces dépôts ont dû être plus étendus qu'ils ne le sont aujourd'hui (Aubert de la Rüe, 1951). L'érosion des moraines et leur remaniement par les vagues et les courants a ainsi permis le dépôt de sédiments sur les côtes et avant-côtes adjacentes conduisant à l'édification des différentes barrières littorales et plages de l'archipel.

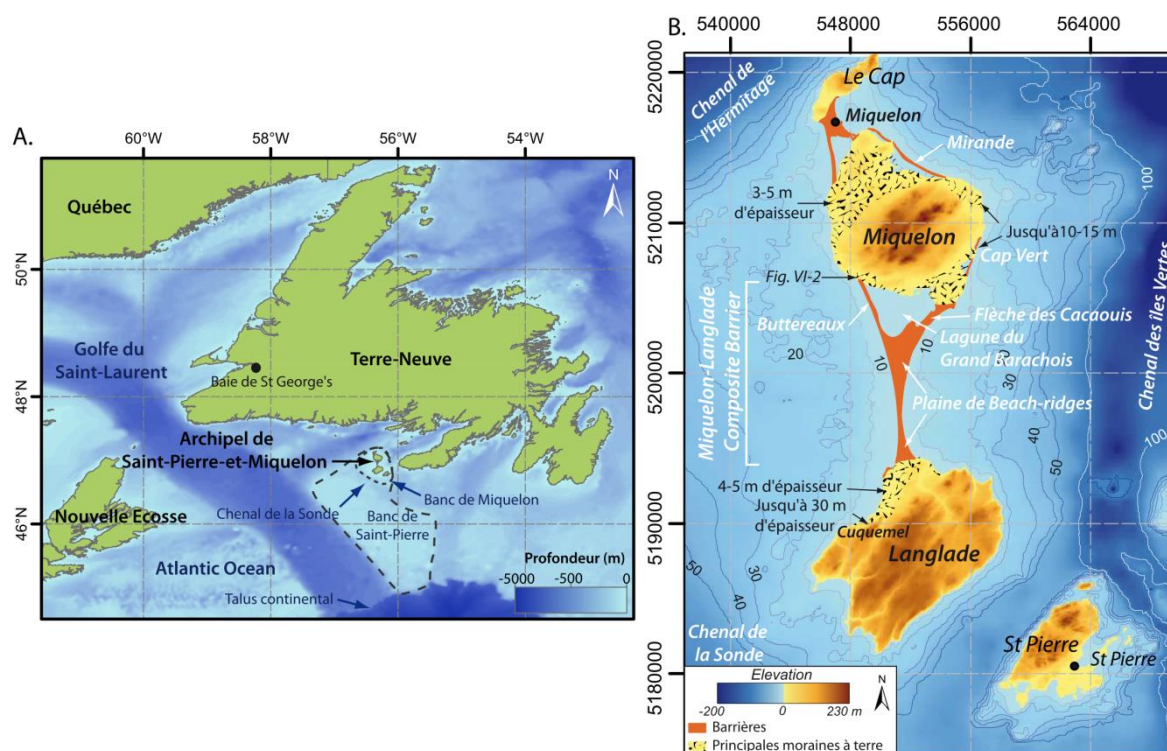


Figure VI-1: A. Localisation de l'Archipel de Saint-Pierre-et-Miquelon au nord-ouest de l'Océan Atlantique dans le Golfe du Saint-Laurent. B. Carte topo-bathymétrique (m) de l'archipel et localisation des principales zones de moraines à terre (figuré noir) et des principales barrières littorales (orange).

⁷ La fraction fine de la moraine est composée de quartz et feldspaths dont la taille des grains est similaire à la classe granulométrique des silts ($\phi < 0.05$ mm).

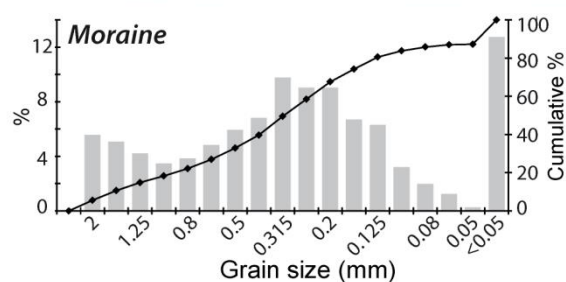


Figure VI-2 : Photographies d'un front de moraine en érosion au sud-ouest de Miquelon (localisation Fig. VI-1) et courbe granulométrique d'un échantillon de moraine (fraction tamisée entre 2 mm et <0.05 mm ; pourcentage par classe en gris et cumulé sur la courbe noire).

Les nombreux prélèvements de sédiments de surface en mer (par bennes) réalisés lors des travaux de thèse de Robin (2007) et des campagnes de 2011 et 2012 permettent d'avoir une vision d'ensemble de la répartition spatiale de la couverture sédimentaire (étendue, type de sédiment) de l'avant-côte (Chapitre II et Fig. VI-3). Les profils sismiques le long des deux façades contribuent également au raffinement des informations, notamment en ce qui concerne l'extension spatiale des dépôts. Ces informations sont complétées sur la partie distale de la façade est par une carte sédimentaire de surface réalisée par l'IFREMER (Annexe 5 ; Gouletquer et al. (2011)) qui recoupe en partie les données existantes et qui s'étend jusqu'au chenal des îles Vertes. Ces données, synthétisées sur la carte ci-dessous (Fig. VI-3), permettent d'attribuer un type sédimentaire aux unités sismiques affleurantes, en distinguant trois grande catégories (i) sable fin (mode prédominant ϕ : 0.125mm, c.f. Chapitre II, Fig. II-20) (ii) galets et (iii) substrat rocheux.

VI-3. Démarche méthodologique

L'étude de l'ensemble de la barrière a été réalisée en utilisant une approche combinant de la géophysique terrestre (GPR) et marine (sismique réflexion). Les méthodes géophysiques utilisées sont non-invasives et permettent d'avoir une vision continue de détail des dépôts en sub-surface (GPR) et le long de l'avant côte (sismique). Cette approche permet de réaliser un continuum géophysique entre les parties émergée et immergée de la barrière, qui se résume ici à une vision mer-terre-mer (ouest-est) de la barrière de Miquelon-Langlade.

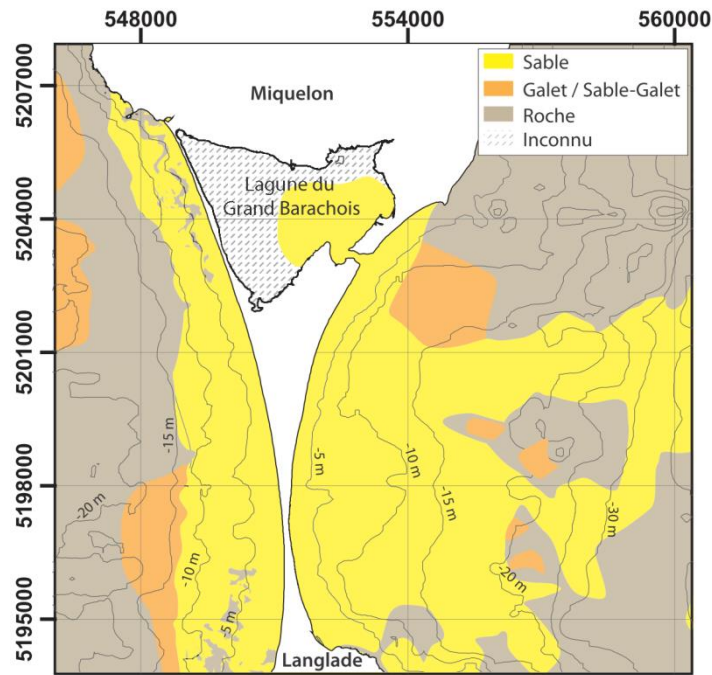


Figure VI-3 : Carte de la répartition sédimentaire de surface sur l'avant côte des façades Est et Ouest de la barrière de Miquelon-Langlade.

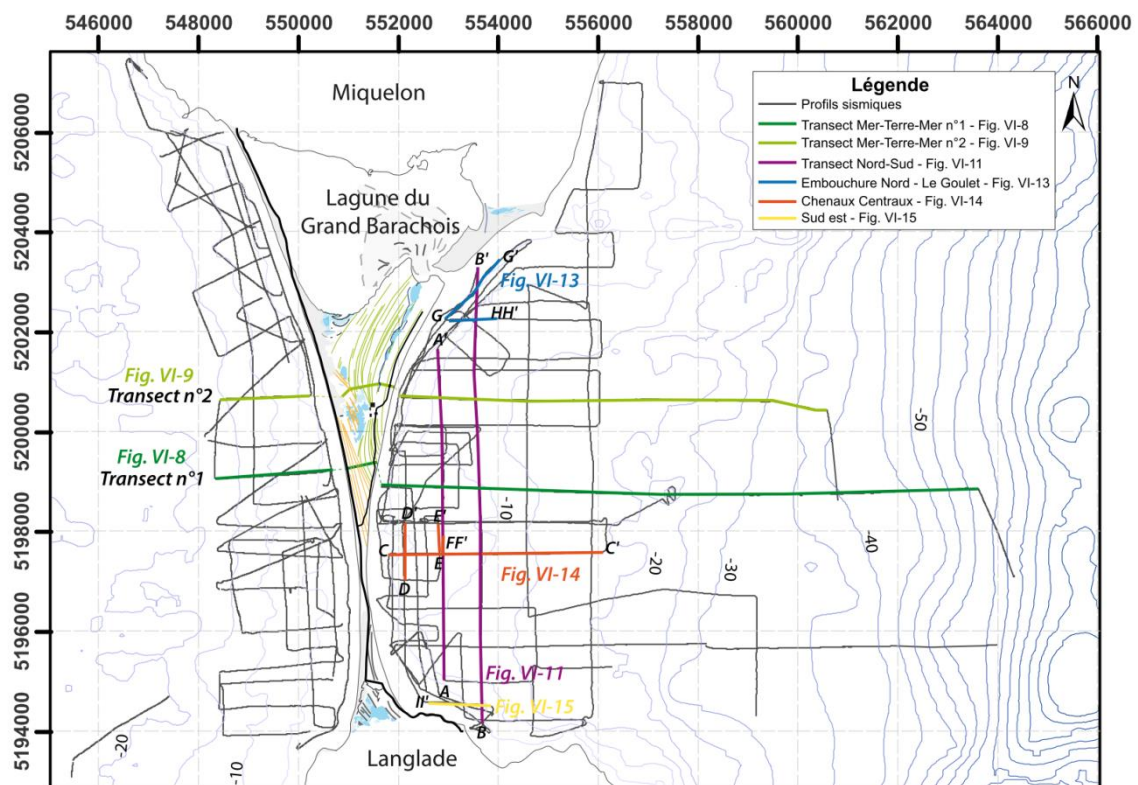


Figure VI-4: Localisation de l'ensemble des profils sismiques (gris) des deux transects géophysiques mer-terre-mer (vert clair et foncé) et des profils illustrés dans les figures suivantes (violet, orange et bleu).

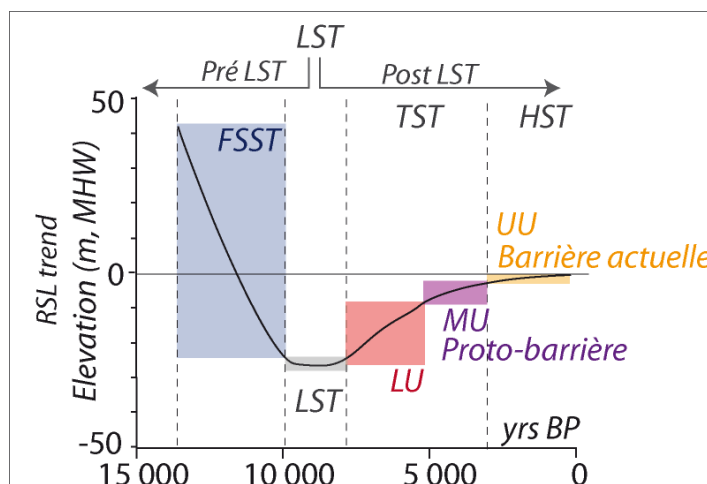
L'acquisition des données et les traitements réalisés sont présentés en amont dans le [Chapitre III](#) (*Méthodologie : étude terre-mer d'une barrière*). Les profils GPR utilisés dans cette partie du manuscrit sont ceux présentés, détaillés et interprétés dans les [Chapitres IV](#) (Billy et al., 2014) et [V](#) qui portent sur l'étude de la plaine de *beach ridges*. Leur localisation est illustrée sur la figure VI-4 et

ils constituent la partie terrestre au sein des transects mer-terre-mer n°1 et 2 (illustrés en vert). Les profils sismiques, présentés et interprétés pour la première fois dans ce chapitre, représentent environ 330 km d'acquisition (115 km soit 64 profils le long de la façade ouest et 215 km soit 95 profils le long de la façade est, Fig. VI-4). Les profils s'étendent à l'ouest jusqu'à la limite de la couverture sédimentaire (à 3 km de la côte et une profondeur allant jusqu'à -20 – -25 m) et à l'est jusqu'au chenal séparant l'archipel de Terre-Neuve (à 14,5 km de la côte et une profondeur allant jusqu'à -140 m). Pour une meilleure lisibilité de la combinaison des données terrestre et marine, le zéro de référence utilisé dans cette étude sera le zéro terrestre (IGN) et non le zéro hydrographique (-1.26 m par rapport au 0 IGN). L'association de données topographiques et de géophysique terrestre et marine permet de présenter des profils mer-terre-mer quasi-complets. En effet sur la barrière de Miquelon-Langlade seule une fine bande à la jonction terre-mer, de l'ordre de 150 à 300 m (Fig. VI-4), est moins renseignée du fait des limites des méthodes géophysiques dans cette zone (signal perturbé par l'eau salée pour le GPR et trop petits fonds pour la sismique).

VI-4. Stratigraphie des unités sismiques (mer)

L'analyse et l'interprétation de l'ensemble des profils sismiques acquis le long des deux façades de la barrière mettent en évidence le remplissage sédimentaire au-dessus du substratum rocheux (*Bedrock*; *D0*: *toit du substrat*, Fig. VI-6). Ce remplissage sédimentaire est différent sur les deux façades. En effet, quatre unités sismiques (FSST, LU, MU, UU) et trois discontinuités (D1 à D3) ont été identifiées le long de la façade est et une seule unité sismique (UU) est visible sur la façade ouest (Figs. VI-7 à VI-15 ; Tab. VI-1). Les unités sismiques sont contraintes temporellement par analogie avec les environnements avoisinants du sud-est de Terre-Neuve (Chapitre I, Fig. I-16), mais surtout en s'appuyant sur les connaissances fines de l'évolution du RSL depuis la libération des glaces jusqu'à nos jours (Fig. VI-5), notamment la position du bas-niveau marin (Forbes et al., 1993; Bell et al., 2003). Les datations réalisées à terre sur la plaine de *beach ridges* contribuent également à contraindre l'environnement et la période de dépôts (Chapitre V).

Figure VI-5 : Courbe de l'évolution du RSL pour le sud-est de Terre-Neuve (d'après Bell et al. (2003)) soulignant les périodes supposées de dépôts des différentes unités sismiques observées sur l'archipel lors de la chute du RSL (FSST: *falling stage system tract*), du bas niveau marin (LST: *lower system tract*), de la hausse du RSL (TST: *transgressive system tract*; unités LU, MU et la proto barrière) et le haut niveau marin (HST: *high system tract*, UU et la barrière actuelle).



VI-4.1. Le substrat rocheux (*Bedrock*)

L'unité la plus profonde est uniquement identifiable par sa limite supérieure de forte amplitude et bien marquée, dont le faciès acoustique est transparent. Le toit est irrégulier (D0), sa topographie est très variable spatialement et affleure par endroit, soit sous la forme d'une surface importante, soit sous la forme de pointements plus localisés (Figs. VI-3, VI-6, VI-8). Cette unité correspond au substratum rocheux (*Bedrock*), sur lequel repose la barrière, et peut-être éventuellement recouvert de cailloutis ou de blocs. Le toit du substratum rocheux est bien visible sur l'ensemble des profils de la façade ouest. Il est caractérisé par une pente de 0.5-1%, compris entre -5 – -25 m de profondeur et semble plus ou moins uniforme du sud vers le nord (Billy et al., 2013; Annexe 3). Sur la façade est, le toit du substrat n'est pas visible partout notamment proche du rivage, dû au manque de pénétration des ondes acoustiques au travers des couches sédimentaires plus épaisses. Toutefois, il est parfaitement identifiable lorsque les dépôts le recouvrant sont de plus faible épaisseur, tout particulièrement sur la partie distale de cette façade (à partir de -15 – -20 m de profondeur) et sur les bordures nord sud de la barrière (Fig. VI-8). Ainsi, contrairement à la façade ouest, sa répartition nord-sud est hétérogène et montre une remontée brutale aux extrémités (-10 – -15 m de profondeur) induisant une forme générale en 'cuvette' de la plateforme interne (Fig. VI-6). Vers le large une rupture de la pente du substrat est visible entre 5 et 8 km de la côte (Figs. VI-8 et VI-9) marquant la limite est du banc de Miquelon. Au-delà, la topographie chute rapidement à -140 m pour former le chenal des Îles Vertes qui sépare l'Archipel de Terre-Neuve.

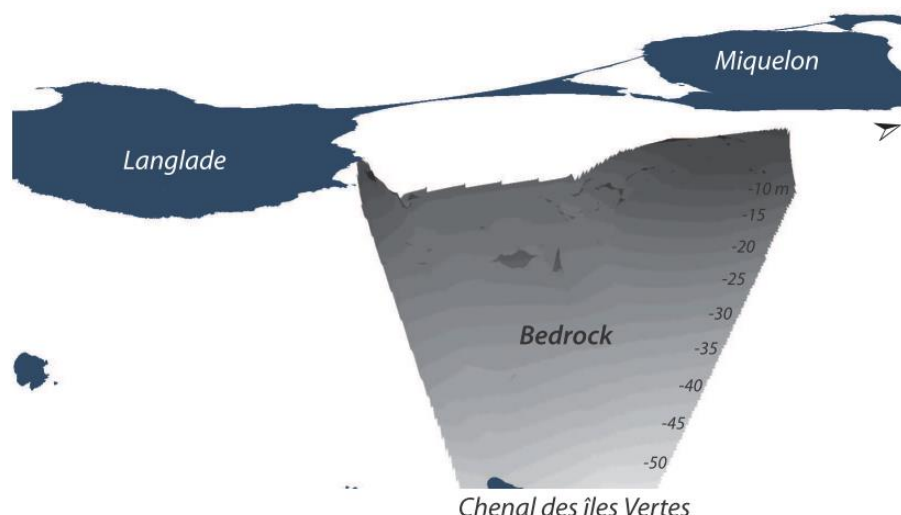


Figure VI-6 : Représentation (3D) de la forme du substrat rocheux (*bedrock*) le long de la façade est de la barrière (profondeur en mètre).

VI-4.2. Les dépôts du cortège régressif (FSST)

L'unité qui repose sur le substratum rocheux de la partie distale de la façade est possède une géométrie qui n'est pas très bien connue, due au peu de profils qui l'enregistre, mais semble épouser et combler localement les irrégularités de la topographie du substratum rocheux sur la limite externe

du plateau (Fig. VI-7A) pour ensuite plonger avec lui vers le chenal des Îles Vertes en le drapant (Figs. VI-8 et VI-9). Cette unité se caractérise par un faciès acoustique principalement transparent d'une épaisseur comprise entre 2 – 5 m et par une limite supérieure tronquée dont le toit est situé entre -20 – -25 m de profondeur. Quelques réflexions internes en *toplap* (0.7%) sont visibles au niveau de la rupture de pente limitant le banc de Miquelon, à 6 – 7 km vers le large (Fig. VI-10). Vers le large, le toit de l'unité FSST correspond à la bathymétrie du flanc ouest du chenal des Îles Vertes (Figs. VI-8, VI-9 et VI-10). Initialement l'unité FSST a dû couvrir une zone plus vaste au niveau de la partie interne (Fig. VI-7A). Son toit marque une surface d'érosion (D1 possiblement polygénique ; Fig. VI-10) qui est interprétée principalement, au vu de sa profondeur, comme le résultat du dernier bas niveau marin (Fig. VI-5). En effet, le bas niveau marin est enregistré à des profondeurs similaires au sud-est de Terre-Neuve. Ainsi, l'unité dite FSST (*Falling Stage System Tract*) est interprétée comme étant des dépôts sableux en raison du faciès sismique et des prélèvements de surface (Fig. VI-3 ; mode dominant ϕ : 0.125 mm) d'un cortège régressif qui se serait déposé entre 13 700 et 10 500 BP (Fig. VI-5 ; Tab. VI-1), antérieurement donc au bas niveau marin, dont les agents dynamiques sont venus raboter le haut de l'unité (D1) préalablement déposée.

Tableau VI-1 : Synthèse des faciès sismiques (cette étude) et radars (Chapitre IV, Billy et al. (2014)).

Unités sismiques	Unités radars	Faciès/ réflexions	Volume estimé (m ³)	Discordance	Interprétation / RSL estimé	Cadre temporel estimé (BP)
Bedrock	-	-	-		• Substrat rocheux	
				D0 > Irrégulière	• Toit du Substrat	
FSST		Transparent, quelques réflexions vers l'est (0.7%)	-		• Cortège régressif, Chute du RSL (+40 à -25 m msl)	➤ 13 700 - 10 500
				D1 > Polygénique, subhorizontale	• Surface d'abrasion marine : LST : Bas niveau marin (entre -25 et -20 m msl)	➤ 10 500 - 8000
LU		Transparent	40.10 ⁶		• Cortège transgressif (TST) augmentation du RSL (-20 à -10 m msl)	➤ 8000 - 5000 (?)
				D2 > Subhorizontale	• Changement des apports et remontée du RSL	➤ ?
MU		Réflexion vers le sud-est (0.3-0.5%)	38.10 ⁶		• Cortège transgressif (TST) augmentation du RSL (-10 à -3 m msl)	➤ 5000 (?) - 3000
	BU _{1,3}		-		• Haut-fond / TST (-10 à -3 m msl)	➤ ?
				D3 > Subhorizontale	• Changement des apports	➤ ?
UU _{Est}		Centre : Réflexion vers le nord-est (~0.7%)	Est : 40,5.10 ⁶		• Haut niveau marin (HST) (-3 à 0 m msl)	➤ 3000 - 0
UU _{Ouest}		Transparent	Ouest : 15.10 ⁶		• HST (-3 à 0 m msl)	
	UA-F	Sigmoïdales(3.5-8.7%)			• Beach ridges / HST (-3 à 0 m msl)	➤ 3000 - 0

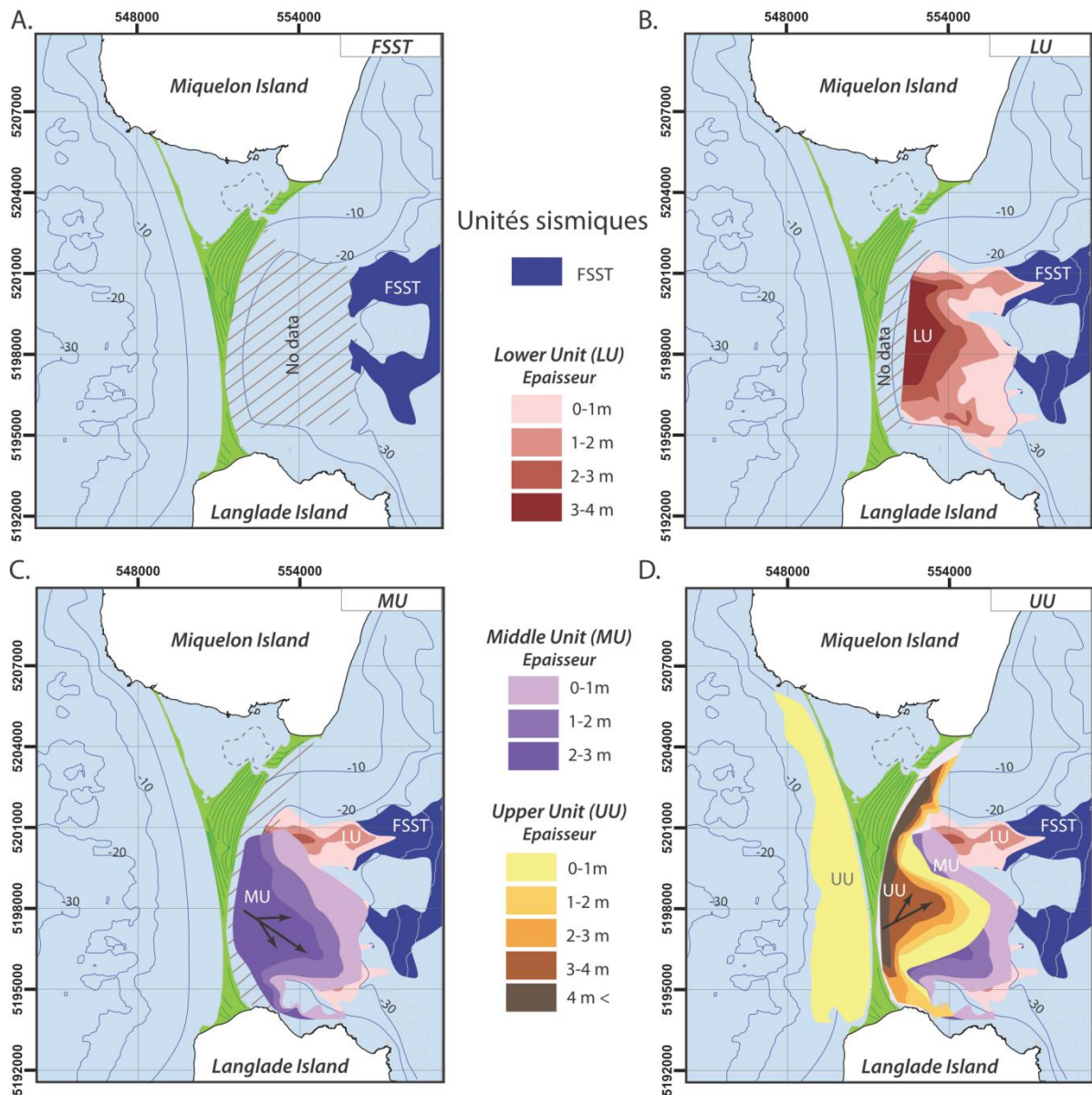


Figure VI-7 : Répartition spatiale des unités sismiques FSST (en bleu), LU (en rouge), MU (en violet) et UU (en jaune) et l'épaisseur des unités LU, MU et UU.

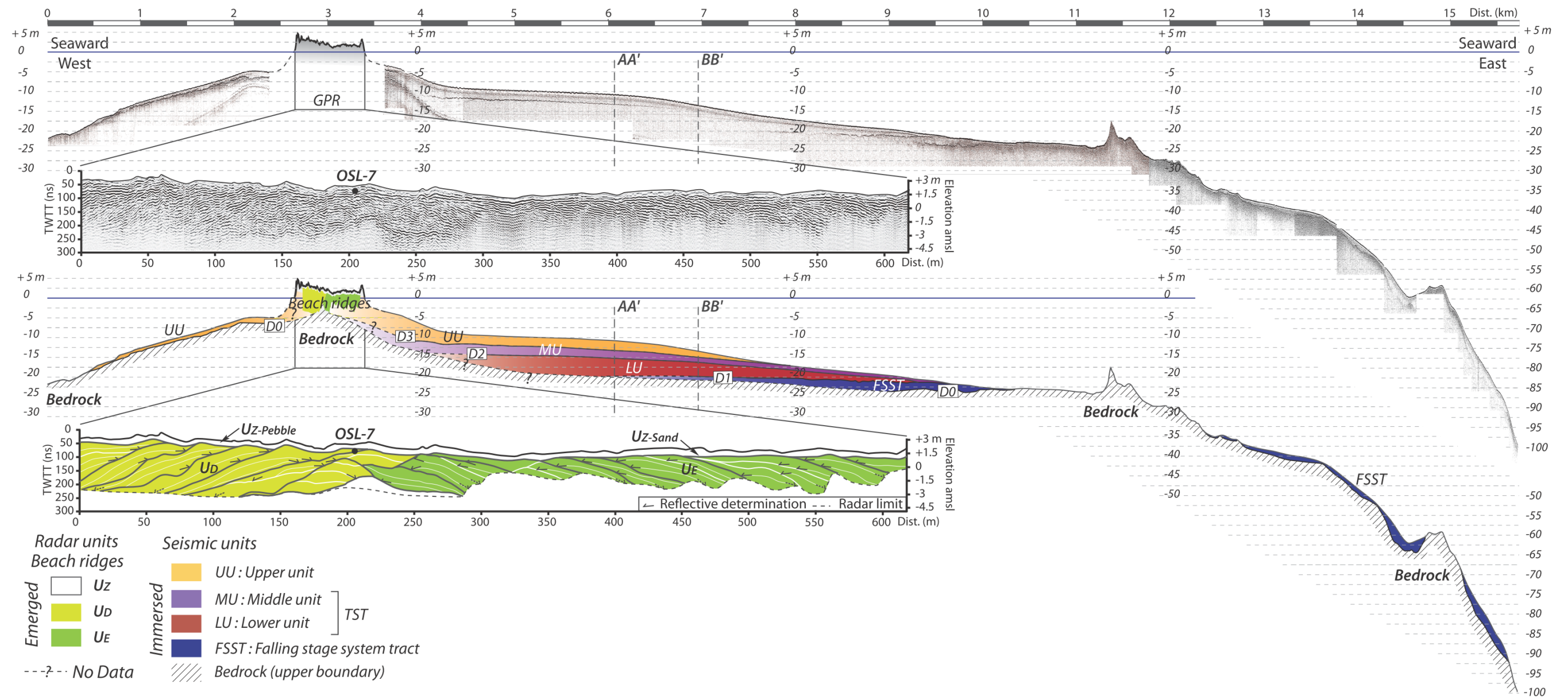


Figure VI-8: Continuum géophysique de la barrière de Miquelon-Langlade représentant le transect Mer-Terre-Mer n°1 (localisation Fig. VI-1). Les profils GPR et sismiques, bruts (en haut) et interprétés (en bas), représentent une vision Ouest-Est des dépôts émergés (beach ridges) et immergés au centre de la barrière. Quatre unités reposent sur le substratum rocheux (bedrock) : FSST (Falling Stage System Tract), LU (Lower Unit), MU (Middle Unit) et UU (Upper unit). L'unité supérieure UU étant le prolongement des beach ridges à terre (U_D et U_E). Les limites inférieures des unités et le toit du bedrock n'étant pas visibles sur l'ensemble du transect, leur positions supposées sont décrites en pointillée associées d'un point d'interrogation et d'un figuré de couleur dégradée.

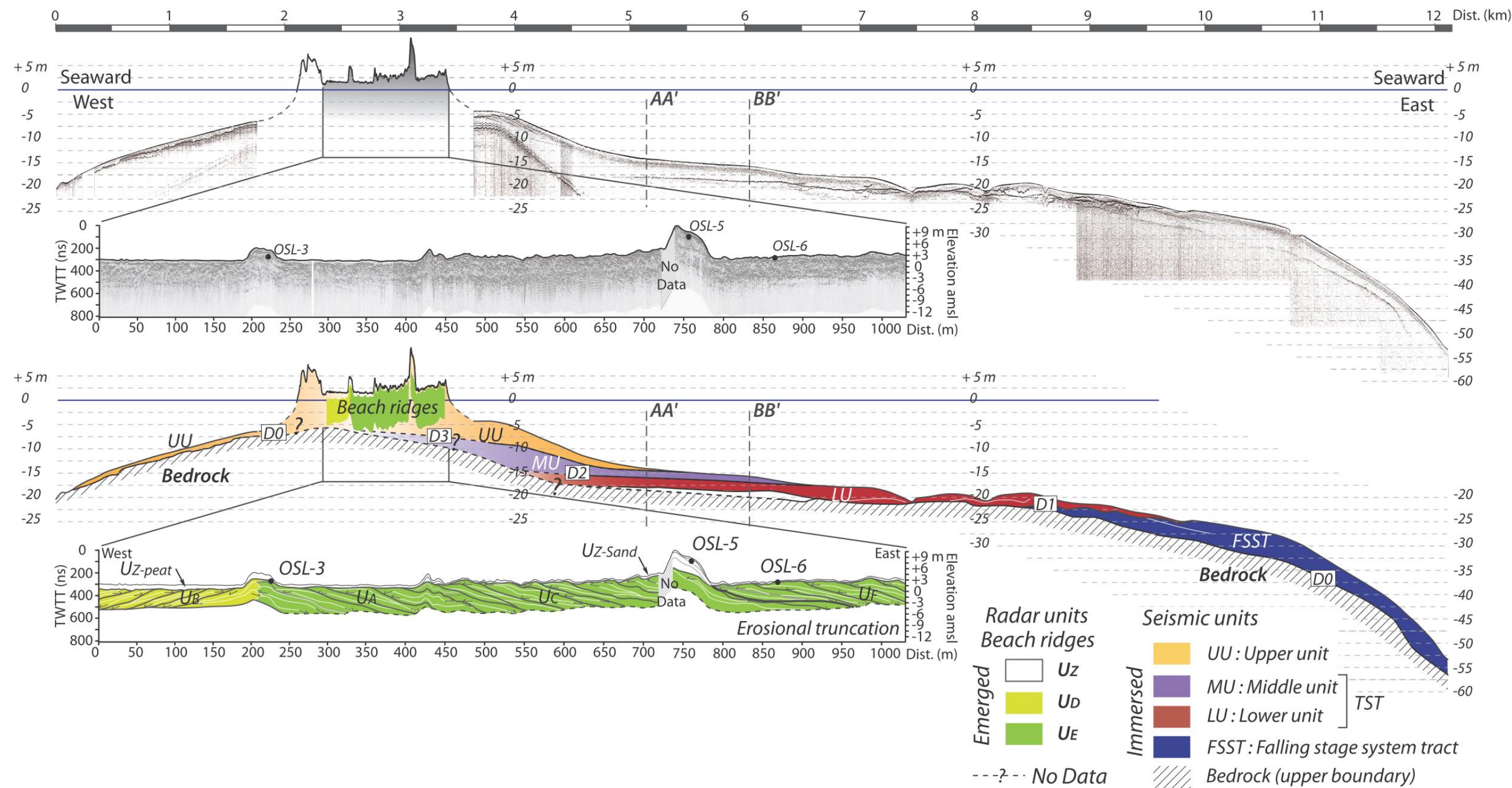


Figure VI-9: C ontinuum géophysique de la barrière de Miquelon-Langlade représentant le transect Mer-Terre-Mer n°2 (localisation Fig. VI-1). Les profils GPR et sismiques, bruts (en haut) et interprétés (en bas), représentent une vision Ouest-Est des dépôts émergés (beach ridges) et immergés de la barrière. Quatre unités reposent sur le substratum rocheux (bedrock) : FSST (Falling Stage System Tract), LU (Lower Unit), MU (Middle Unit) et UU (Upper unit). L'unité supérieure UU étant le prolongement des beach ridges à terre (U_B , U_A , U_C et U_F). Les limites inférieures des unités et le toit du bedrock n'étant pas visibles sur l'ensemble du transect, leur positions supposées sont décrites en pointillée associées d'un point d'interrogation et d'un figuré de couleur dégradée.

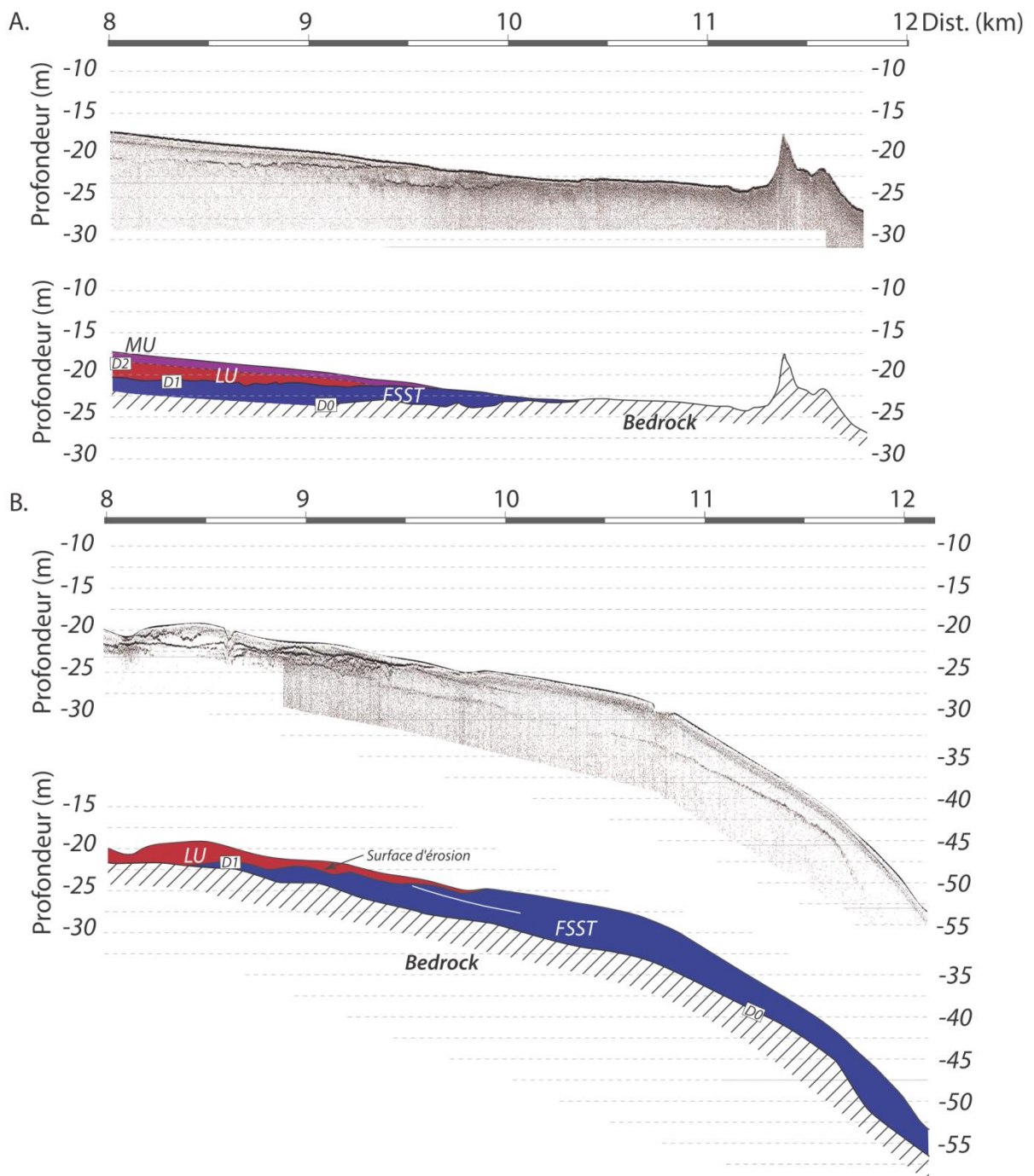


Figure VI-10 : Zoom de l'extrémité des profils sismiques des transects n°1 (A.) et n°2 (B.) au niveau de la transition entre les unités FSST (falling stage system tract, en bleu) et LU (en rouge). Le toit de FSST (entre -20 et -25 m) est une surface d'érosion qui serait le résultat du dernier bas niveau marin.

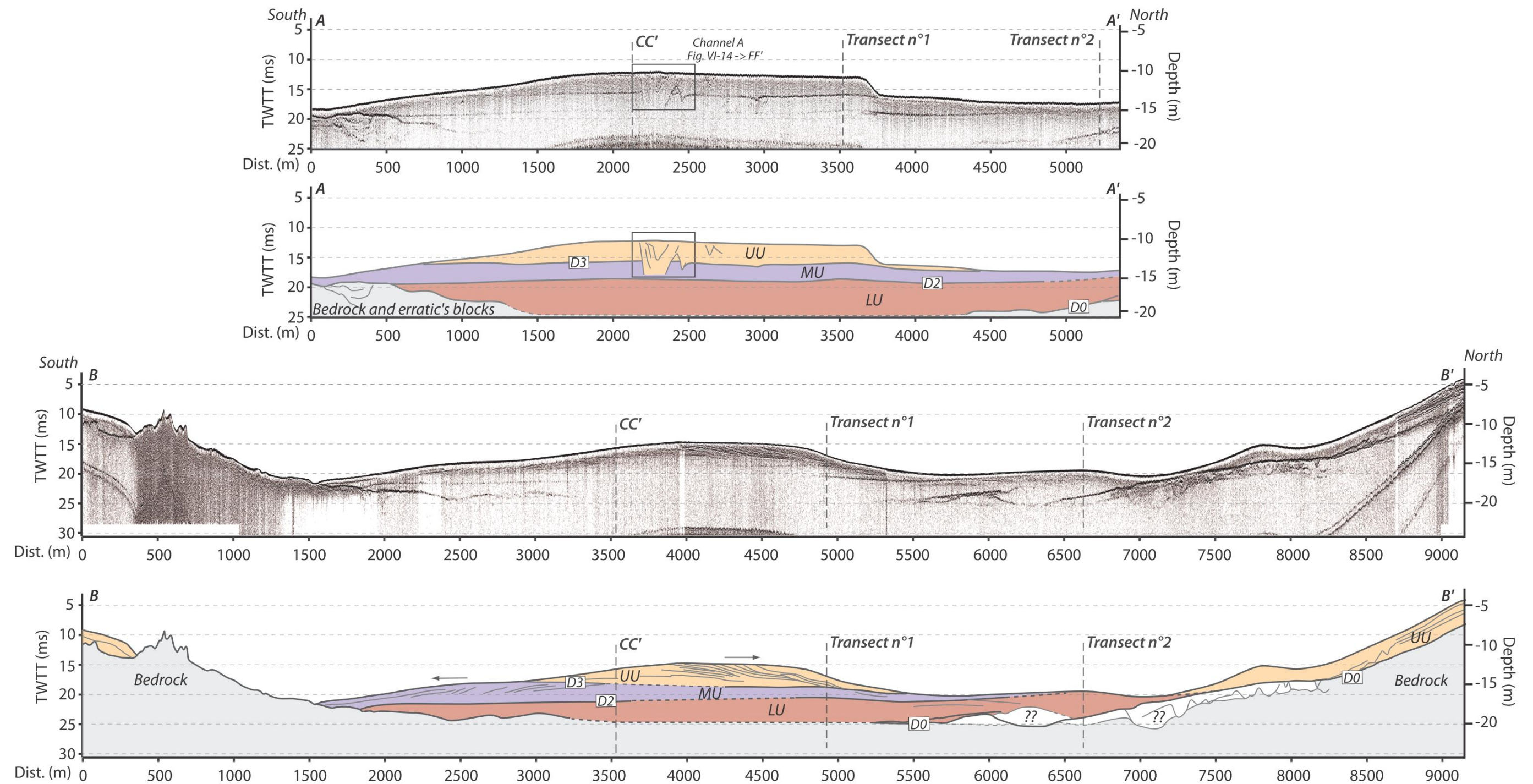


Figure VI-11: Profils sismiques bruts (en haut) et interprétés (en bas) enregistrés le long de deux sections Sud-Nord (longitudinales ; AA' et BB') à l'Est de la barrière. Trois unités sismiques recouvrent le substrat rocheux et représentent les dépôts induits par la transgression marine: LU ('lower unit' en rouge), MU ('middle unit' en violet) et UU ('upper unit' en jaune), qui correspondent respectivement à l'unité la plus profonde, intermédiaire et supérieure du cortège.

VI-4.3. Les dépôts du cortège transgressif

VI-4-3.a. Lower unit (LU)

L'unité LU (*Lower unit*), identifiée uniquement sur la façade est, repose soit sur l'unité FSST soit sur le substratum rocheux (*Bedrock*). La limite inférieure de LU correspondant à la discontinuité D1 (toit de FSST). Cette unité se caractérise par un faciès acoustique transparent. La géométrie et la localisation de LU épousent les unités sous-jacentes (Figs. VI-7B et VI-11, particulièrement le *bedrock*) et se caractérisent par une large étendue spatiale de 24 km² pouvant être qualifiée de forme lenticulaire avec ramifications (Fig. VI-7B). L'épaisseur de LU varie entre 0 et 4 m (sable de mode ϕ : 0.125 mm ; Fig. VI-3), les dépôts sont plus épais près du littoral (3 – 4 m d'épaisseur) et diminuent progressivement jusqu'à environ -20 m de profondeur. Son volume est estimé à $40 \cdot 10^6 \text{ m}^3$. Le toit de LU est subhorizontal et présente une légère pente vers le large 0.1 % (Figs. VI-8 et VI-9). L'unité LU est interprétée comme étant des dépôts sableux du cortège transgressif qui se seraient déposés tôt dans la séquence de transgression, entre 8000 et 5000 BP (Fig. VI-5 ; Tab. VI-1). Le caractère en cuvette du substrat et la remontée rapide du RSL, qui inonde très rapidement cette zone, peuvent laisser penser que cette unité a pu constituer une vaste plateforme sableuse soumise au courant sous une tranche d'eau pluri-métrique. Sur la partie distale de cette unité, le seuil de communication entre le plateau rocheux et la pente est soumis à de forts courants de marée qui viennent inciser LU (Fig. VI-9) ; ces courants sont très fortement accélérés par la présence au nord de parois verticales créées par le substrat rocheux qui affleure et au sud par des pointements rocheux (Fig. VI-8).

VI-4-3.b. Middle unit (MU)

L'unité MU (*Middle unit*), identifiée uniquement sur la façade est, repose sur l'unité LU (Fig. VI-11). La limite inférieure de MU correspondant à la discontinuité D2 (toit de LU) est subhorizontale. Son caractère érosif n'est pas évident et elle semble plus résulter d'un changement de sédimentation lié à une variation de remontée du RSL et un possible changement des conditions d'apports sédimentaires. MU consiste en une vaste étendue spatiale de forme lobée d'orientation NO-SE (Fig. VI-7C) de 22 km² dont l'épaisseur varie entre 0 et 3 m et le volume estimé à $38 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ de sédiment sableux (mode ϕ : 0.125 mm). MU est caractérisée par un faciès transparent proche du littoral qui montre des géométries progradantes vers le sud-est plus au large. Ces réflexions pendent entre 0.3-0.5% (Figs. VI-7C, VI-11) et illustrent le sens du transport sédimentaire dans cette zone lors du dépôt. Le toit de MU est subhorizontal et présente une légère pente vers le large de 0.15 % (Figs. VI-8, VI-9). L'unité MU est interprétée (imagerie sismique et échantillons) comme étant des dépôts sableux du cortège transgressif qui se serait déposé plus tardivement dans la séquence de transgression lors de

phase de ralentissement de la transgression (Fig. VI-5) jusqu'au HST, supposé entre 5000 et 3000 BP (Tab. VI-1).

VI-4-3.c. Upper unit (UU)

L'unité UU (*Upper unit*) est identifiée sur les deux façades est et ouest.

i. UU le long de la façade est

Le long de la façade est, l'unité UU repose sur l'unité MU (Fig. VI-11). La limite inférieure de UU correspondant à la discontinuité D3 (toit de MU) est subhorizontale et ne présente que très localement des aspects érosifs. Cette unité sableuse a une épaisseur qui varie entre 0 et 4 m augmentant vers le littoral, elle s'étend sur près de 17.5 km² et son volume est estimé à 40,5.10⁶ m³ de sable (Fig. VI-7D). L'unité UU est directement en connexion avec les dépôts de la barrière émergée (Fig. VI-12), notamment les *beach ridges* comme l'imagent les deux transects mer-terre-mer de la barrière (Figs. VI-8, VI-9, VI-12).

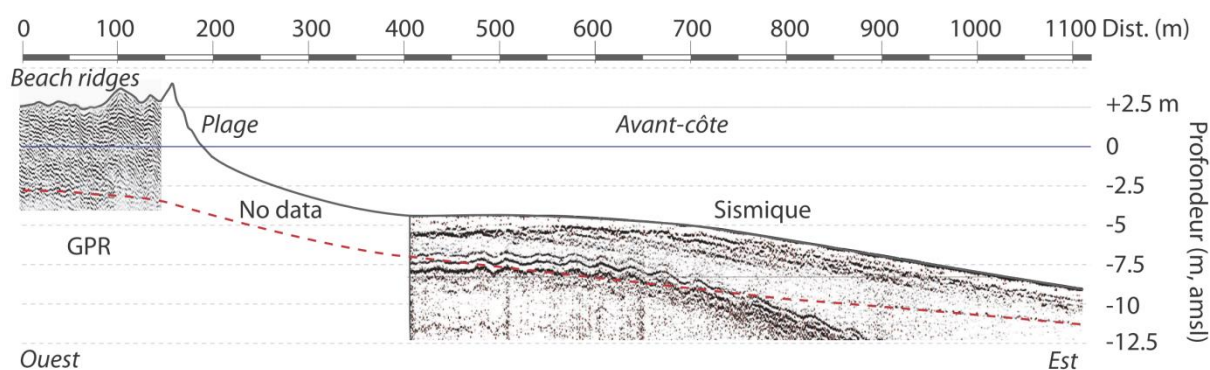


Figure VI-12 : Zoom au niveau de la jonction des profils sismique et géo-radar du transect n°2 (Fig. VI-9). Le trait en pointillé rouge montre la connexion entre la base des beach ridges (à terre) et la base de l'unité UU (en mer), seul une zone blanche d'environ 250 m n'est pas imagée.

Cette unité supérieure présente un bourrelet sableux de 3-4 m d'épaisseur en moyenne à la côte mais présente une variabilité spatiale vers le large très marquée (Fig. VI-7D). Trois secteurs (nord, central et sud) sont identifiés et séparés par deux zones de transition.

Au nord, UU est influencée par la dynamique de l'embouchure du Goulet entre la lagune et l'océan. Proche de l'embouchure le chenal présente une incision symétrique sur 500 à 750 m de large (profil GG' ; Fig. VI-13), et la présence de levée est visible vers le nord. Sur sa partie distale le chenal est dissymétrique (profil HH' ; Fig. VI-13). Il est borné sur son flanc sud par l'unité UU et au nord les dépôts sont de plus en plus fins laissant progressivement affleurer le substrat rocheux, qui initie le vaste plateau rocheux au nord-est de la barrière (Fig. VI-3).

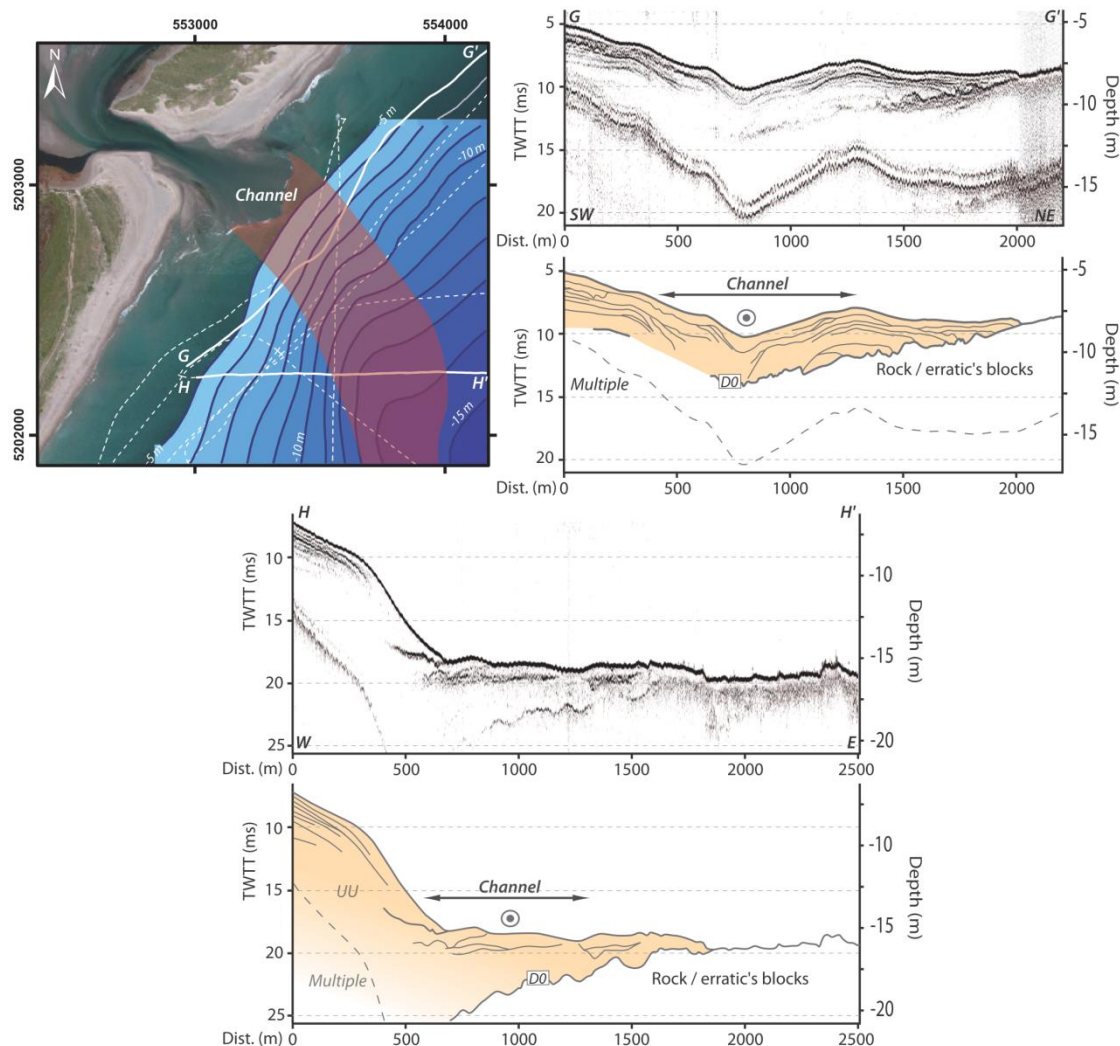


Figure VI-13 : Localisation de l'extension du chenal actif du Goulet (rouge) et vision en coupe via deux profils sismiques (bruts en haut et interprétés en bas) GG' et HH'.

Au centre de cette façade, UU a une forme lobée (Figs. VI-7D, VI-11, VI-14) allongée vers l'est-nord-est. Sur la partie distale du lobe les réflexions pendent vers le NE (0.7%) (Fig. VI-11). UU présente également des géométries interprétées comme chenalissantes, qui incisent localement MU (Figs. VI-11, VI-14). Le croisement de profils longitudinaux et transversaux permet de mettre en évidence la présence et l'évolution des chenaux au niveau du centre de la barrière (Fig. VI-14). Ces chenaux sont orientés du sud-ouest vers le nord-est et matérialisent la présence d'une ancienne embouchure permettant la communication entre les façades ouest et est, confirmée sur les cartes historiques du 18^{ème} siècle (Annexe 1). Ils sont enregistrés sur une largeur d'environ 750 à 1000 m (Fig. VI-14, profil CC') et montrent des caractéristiques bien distinctes en fonction de leur localisation proximale ou distale par rapport à l'ancienne position de l'ouverture de la barrière. Au niveau de la zone proximale, les chenaux incisent peu profondément UU (de l'ordre de 1 à 1.5 m ; Fig. VI-14) et la base irrégulière est visible par une réflexion de forte amplitude qui s'étend sur 500 à 750 m de large sur une distance nord-sud (Fig. VI-14, profil DD'). Cette signature caractéristique laisse penser à

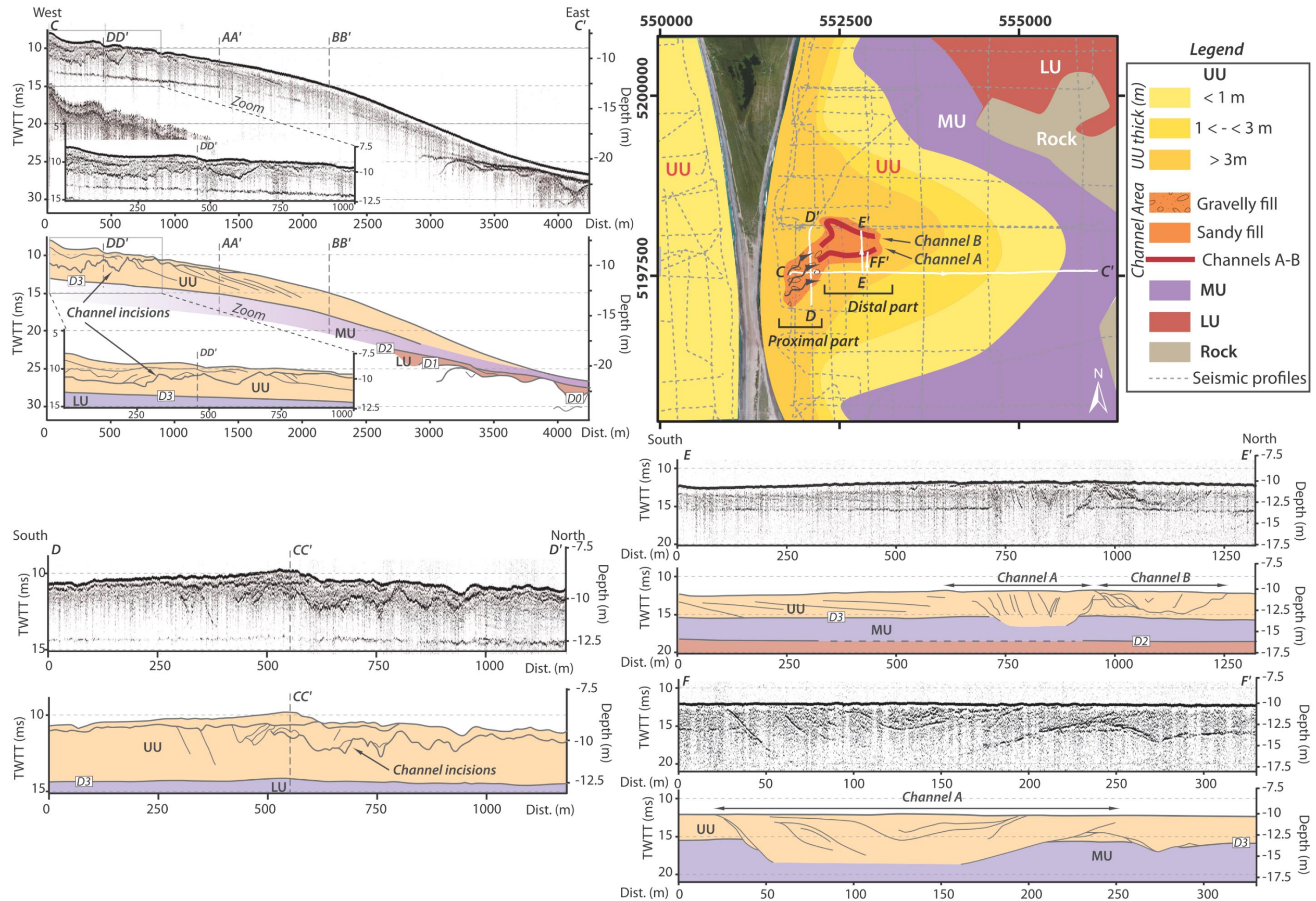


Figure VI-14 : Localisation et vision en coupe des paléo-chenaux le long de la façade Est au centre de la barrière. Les profils sismiques (bruts en haut et interprétés en bas) permettent de visualiser les paléo-incisions des chenaux au travers les unités UU (en jaune) et MU (en violet) et leur comblement via un profil transversal (CC') et de trois sections longitudinales (DD', EE' et FF').

la présence de lits de galets, d'ailleurs confirmée par des pointements observés localement près de la côte. Au niveau de la partie distale deux chenaux (A et B) présentent une signature classique et incisent la totalité de l'unité UU ainsi que la partie sommitale de MU (Fig. VI-14, profils EE' et FF', incision jusqu'à 5-6 m de profondeur). Le long de profils longitudinaux vers le Nord (Fig. VI-14, profils EE' et FF'), ces deux chenaux montrent des traces de migration vers le Nord, et sont actuellement totalement comblés. L'ensemble de ces observations (chenaux avec matériel qui s'affine de l'ouest vers l'est, forme lobée, présence des chenaux en face d'une ouverture avérée de l'isthme (Annexe 1)) amène à identifier la façade ouest comme étant une source sédimentaire importante permettant le dépôt de cette unité (delta). La construction de ce delta s'est faite par une progradation constante vers le nord-est (Fig. VI-11).

Au sud, UU montre des géométries différentes de celles présentées précédemment au nord et au centre. En effet les réflexions (Fig. VI-15) montrent dans l'ensemble une progradation depuis la côte, rattachées à l'île de Langlade, vers le nord-est (perpendiculaire à la côte). Ces dépôts semblent montrer des phases d'érosion des dépôts sommitaux concordants avec la progradation et l'aggradation de l'unité. Ils peuvent atteindre 5 m d'épaisseur et s'étendent jusqu'à 1 km de la côte (Fig. VI-7D). Le long du littoral en face de ces dépôts se localise une rivière qui semble pouvoir drainer du sédiment jusqu'au littoral et un front de moraine abrasive. Ces deux possibles sources semblent être responsables de la présence de ces dépôts perchés recouvrant le substrat rocheux au sud de la barrière. La dynamique longshore du sédiment en provenance de la barrière, plaquée à la côte puis dispersée vers le large pourrait elle aussi contribuer. Le caractère continu ou connecté de ces dépôts avec le reste de la barrière leur confère le même âge de mise en place.

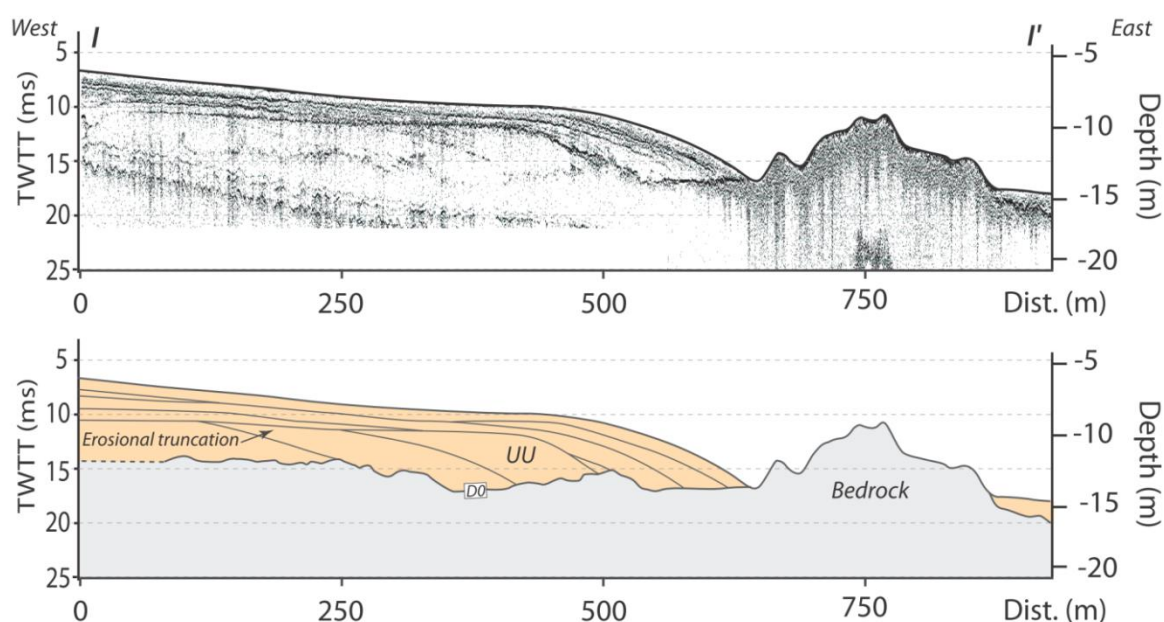


Figure VI-15 : Profil sismique brut (en haut) et interprété (en bas) enregistré le long d'une section transversale (II') ouest-est, au sud de la barrière le long de la façade est représentant l'unité UU recouvrant le substrat rocheux (localisation Fig. VI-4).

ii. UU le long de la façade ouest (Billy et al., 2013 - Annexe 3)

Le long de la façade ouest, l'unité UU repose sur le substratum rocheux (*Bedrock*). L'unité est caractérisée par un facies transparent, homogène le long de toute la façade, dont l'épaisseur dépasse rarement 1 m d'accumulation sableuse (Figs. VI-8, VI-9 ; Billy et al. (2013)). Le toit de cette unité correspond à la bathymétrie de l'avant-côte et présente une pente comprise entre 0.6 et 1%, qui augmente vers le nord. Le long de la façade ouest, UU constituerait une unité d'un volume de 15.10^6 m³ de sédiment sableux (Fig. VI-7D). Le long de la façade ouest, l'organisation ne présente pas une succession de dépôts comme c'est le cas sur la façade est, ainsi les dépôts de UU_{ouest} sont probablement le résultat du remaniement des sédiments au cours du TST et du HST, ou seulement lors du remodelage lors du HST (en l'absence de géométrie transgressive et de pendage incliné vers la côte). Ces dépôts correspondent à une avant-côte classique, contrairement à la façade est où la morphologie de l'encaissant a pu permettre une expression plus complète et plus complexe de la sédimentation.

VI-5. Description morphologique de la barrière émergée

VI-5.1. Le secteur nord-ouest : les Buttereaux

La partie nord-ouest de la barrière (Figs. VI-1B, VI-16) constitue un premier système morphologique qui se caractérise par une fine bande de dépôts littoraux (50 à 200 m ; Figs. VI-16, VI-17), plus fine à sa racine au point d'accroche avec Miquelon. La présence de crochons dans sa partie sud laisse supposer que c'est une ancienne flèche sédimentaire. Cette flèche est maintenant recouverte par d'importantes dunes éoliennes paraboliques (Fig. VI-16 ; jusqu'à 20 m de haut ; mode granulométrique : 0.25-0.2 mm ; Annexe 6 : carotte SPM-07). Ces dunes sont tronquées par la dynamique actuelle du trait de côte en rétrogradation sur l'ensemble de cette façade (30-50 m depuis 1949 (Robin et al., 2013) ; Fig. VI-17). Ce recul se matérialise par des abrasions franches et des brèches sur l'ensemble de ce milieu dunaire, entraînant des risques de submersion et de rupture de plus en plus accrus de ce cordon sableux (Fig. VI-17). La plage, constituée de sable et de galets, est caractérisée par une pente de 6-11 % (Robin et al., 2013). La façade lagunaire est fixée depuis plus d'un demi-siècle par des ouvrages légers servant de protection et de soubassement à la route de Miquelon-Langlade. La partie sud quant à elle présente des signes d'érosion et a rétrogradé d'environ 10 m depuis 1949. Le prolongement en mer de ce système nord-ouest se caractérise par des dépôts sableux de faible épaisseur (Annexe 3 ; UU_{Ouest}, décrite précédemment) dont le substrat pointe à de nombreux endroits (Fig. VI-3).

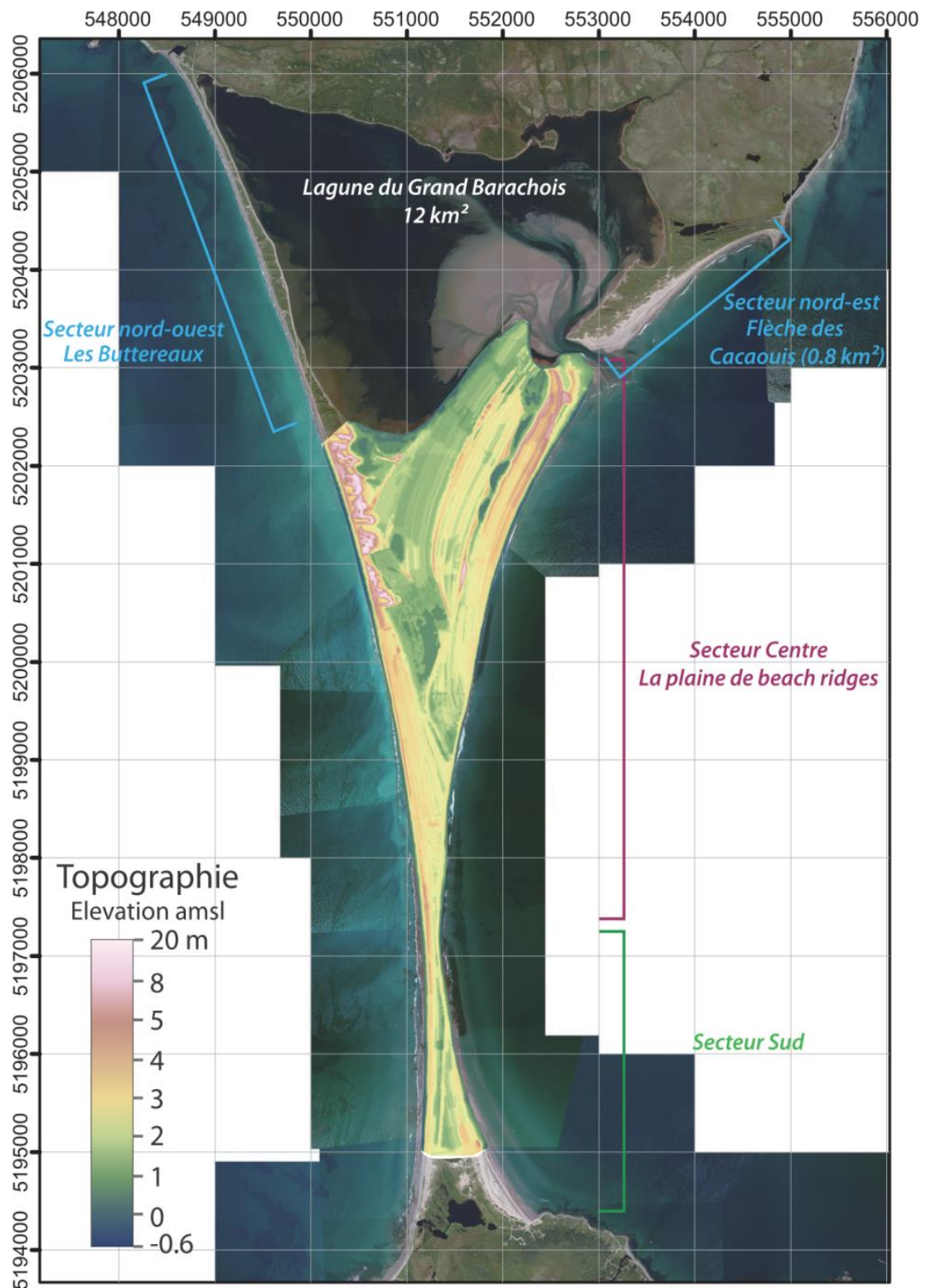


Figure VI-16 : Modèle numérique de terrain topographique (m) et ortho-photo (© IGN 2005) de la barrière de Miquelon-Langlade découpées en trois secteurs (nord, centre et sud).



Figure VI-17 : Photographies des morphologies présentes sur le secteur Nord. Vues aériennes A. des Buttereaux (Nord-ouest) et B. de la flèche de Cacaouis (Nord-est), ainsi que des photographies illustrant les systèmes dunaires les recouvrant (Clichés N. Robin).

VI-5.2. Le secteur nord-est : la flèche des cacaouis

La partie nord-est de la barrière est caractérisée par une flèche sédimentaire à crochons (flèche des Cacaouis ; Figs. VI-16, VI-17) d'environ 400-450 m de large progradant vers le sud-ouest jusqu'à l'embouchure du Goulet entre la lagune et l'océan. Cette flèche est recouverte de dunes éoliennes assez épaisses, quelques mètres, mais non cartographiées. La plage est caractérisée par une pente qui décroît de 6-11 % de sa racine au nord vers 2-6 % à sa pointe sud (Robin et al., 2013). Cette variation de pente est associée à des plages plus larges vers le sud au fur et à mesure de la proximité du Goulet, ainsi qu'à leur composition sédimentaire qui est principalement graveleuse au nord et majoritairement sableuse vers le sud. Le prolongement en mer de ce système littoral n'est pas très développé et la roche affleure rapidement (500 à 1000 m du littoral ; Fig. VI-3). Cette façade semble avoir progradé dans son ensemble de 25 m, voir atteindre 50 m localement, depuis le milieu du XX^{ème} siècle (Robin et al., 2013).

La connexion entre cette flèche et l'île de Miquelon est caractérisée par la présence de plusieurs lacs entrecoupés d'anciens cordons littoraux (*beach ridges*). Le long de la lagune, le trait de côte

semble avoir subi une érosion passée qui a tronqué ces cordons littoraux et dessiné une marche dans le paysage de ce littoral (Fig. VI-17). Ces informations semblent montrer une histoire antérieure à la formation de la flèche à crochons, mais le manque d'information, architecturale et chronologique, ne permet pas de proposer plus de détails sur la construction de cette partie nord du système.

VI-5.3. Le secteur central : les *beach ridges*

Le secteur central de la barrière (décrit dans les Chapitre IV et V) est constitué d'une vaste plaine de *beach ridges* (Fig. VI-16) qui prograde le long des deux façades, est et ouest, ouvertes sur l'océan. L'imagerie radar permet de visualiser trois types d'unités sur cette zone (dont l'architecture interne est décrite en détail dans le Chapitre IV) : (1) des unités basales sédimentaires, interprétées comme des hauts-fonds (BU, basal unit); sur lesquelles reposent (2) les dépôts de plages et du haut de l'avant-côte constitués de sable et de galets, qui correspondent aux six sets de *beach ridges* (U_A - U_F) progradants vers la mer ; et (3) des dépôts sommitaux de tourbes ou de sable éolien. Le prolongement en mer des unités basales (BU) ainsi que de la plaine de *beach ridges* (U_A - U_F) est directement relié aux dépôts de l'avant côte (Figs. VI-8, VI-9). En effet, les unités basales sédimentaires (BU) semblent être reliées à l'unité MU et les dépôts des *beach ridges* à l'unité supérieure marine (UU). À l'ouest, les dépôts d'avant-côte sont de faible épaisseur (~1m) et reposent directement sur le substratum rocheux. À l'est, UU peut atteindre jusqu'à 4 m d'épaisseur proche du littoral.

VI-5.4. Le secteur sud

Le secteur sud de la barrière est constitué à l'ouest de *beach ridges* orientés NO-SE dont les dépressions, entre chaque crête, sont ennoyées (Figs. VI-16, VI-18). Les façades maritimes abritent des dunes bordières bien constituées. Localement au nord d'autres complexes dunaires massifs sont présents (Fig. VI-18). Les terminaisons sud-est des *beach ridges* laissent place à de grands lacs qui sont au contact de l'île de Langlade et qui laissent penser à une absence de sédimentation. Le long de la façade ouest, la plage est étroite et composée de sédiments mixtes de sable et de galets (voire uniquement de galets et de roche sur l'avant-côte), alors que le long de la façade est, la plage est plus large et constituée uniquement de sable. La partie sous-marine présente deux barres d'avant-côte bien marquées et bien visibles sur les photo-aériennes (Fig. VI-16). L'orientation de ces barres sédimentaires est identique à celle des *beach ridges* présentée précédemment. Ce secteur a progradé dans son ensemble vers le nord, et peut être assimilé à une 'queue de comète', jusqu'à son rattachement avec le secteur central qui, lui, a progradé concomitamment vers le sud au milieu du 18^{ème} siècle (Annexe 1).

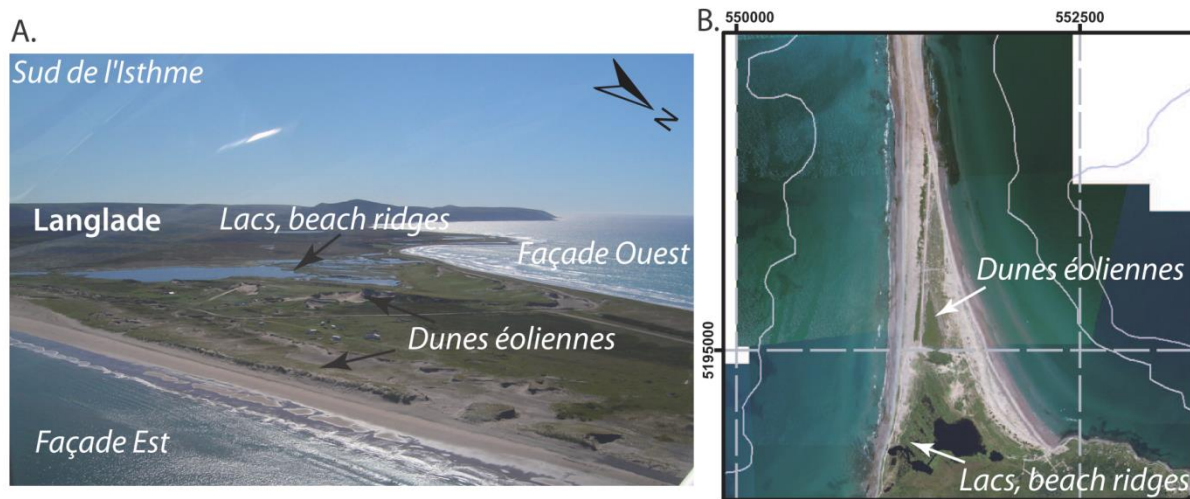


Figure VI-18 : Photographies des morphologies présentes sur le secteur Sud de l'Isthme (lacs, beach ridges et dunes éoliennes, A. cliché N. Robin et B ortho-photo © IGN 2005).

VI-5.5. Estimation du volume de la barrière émergée

La partie émergée de la barrière de Miquelon-Langlade s'étend sur une superficie d'environ 8,6 km², dont 0.8 km² au nord-est pour la flèche des Cacaouis. L'estimation de son volume sédimentaire peut être réalisée grâce au modèle numérique de terrain (MNT, Fig. VI-16) topographique, réalisé à l'aide du vaste set de données GPS acquises sur la barrière (Fig. III-2B) qui recouvre une zone de 7 km² englobant : l'ensemble de la plaine centrale des *beach ridges*, le sud du système de dunes paraboliques des Buttereaux et les 2/3 du secteur sud de la barrière. Pour les zones non couvertes par le MNT, une valeur moyenne est retenue sur la base des observations ponctuelles sur le terrain, 7 m pour la zone des Buttereaux et 3 m pour la flèche des Cacaouis et le secteur sud. Ainsi le volume de sédiments déposé au-dessus du niveau moyen de la mer actuel (> 0 msl) est estimé à 25.10⁶ m³ (sur la zone du MNT : 17.10⁶ m³, hors MNT : 8.10⁶ m³). De plus, grâce à l'imagerie radar on constate que les dépôts sédimentaires ont une base visible qui se situe en moyenne vers -4.5 m msl (Figs. VI-8, VI-9). Ainsi, en faisant l'hypothèse primaire d'appliquer cette valeur fixe de la position de l'encaissant à l'ensemble de la barrière et de la lagune, on peut considérer que 40.10⁶ m³ de sédiments supplémentaires constituerait le soubassement de la barrière (entre -4.5 m et 0 m msl) et probablement 30 à 35.10⁶ m³ celui de la lagune. Ces chiffres, bien qu'approximatifs, permettent d'estimer un ordre de grandeur du volume de sédiments qui forme la partie terrestre de cette barrière. Ainsi elle constituerait un volume de 100.10⁶ m³ de sédiments, répartie pour les 2/3 pour la barrière émergée et son soubassement et 1/3 pour le soubassement de la lagune.

VI-6. Discussion

VI-6.1. Estimation du matériel sédimentaire nécessaire pour la formation de la barrière

L'ensemble des connaissances sur la barrière de Miquelon-Langlade permet de faire une première approximation du volume total de sédiment qui la compose aussi bien à terre qu'en mer (Fig. VI-19). Il est fait l'hypothèse ici que le volume de la barrière correspond aux dépôts mis en place depuis les derniers 8000 BP, c'est-à-dire depuis le début de la dernière transgression. Ce volume est de l'ordre de 135.10^6 m^3 en mer et de 100.10^6 m^3 à terre, soit un total de 235.10^6 m^3 de sédiment (Fig. VI-19). Les dépôts sont répartis de manière inégale sur la barrière. En effet l'avant-côte à l'est regroupe à elle seule la moitié des sédiments déposés sur l'ensemble du système et ces dépôts sont 8 fois plus volumineux que les dépôts qui constituent l'avant-côte de la façade ouest (Fig. VI-19). Cette variabilité des dépôts en mer s'explique par la morphologie de l'encaissant couplée à des critères dynamiques (flux principale de l'ouest vers l'est lors de la période ouverte de la barrière) permettant la construction d'un immense delta sédimentaire. Les systèmes de barrières sont des entités généralement de petite taille (10^2 - 10^4 m de long) et les volumes sédimentaires estimés sont compris entre 10^4 - 10^9 m^3 (Van Heteren et al., 1996; FitzGerald and Heteren, 1999; Kelley et al., 2005; Hein et al., 2014). Le volume total de la globalité de la barrière de Miquelon-Langlade est lui aussi du même ordre de grandeur (10^8 m^3).

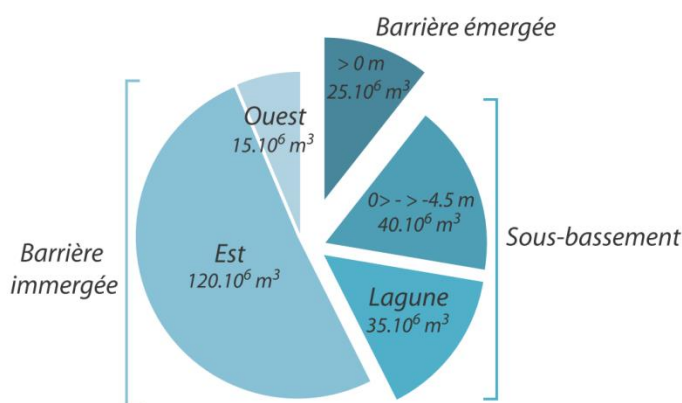


Figure VI-19 : Estimation du volume des dépôts sédimentaires constituant la barrière de Miquelon-Langlade, répartis en fonction de leur localisation sur la barrière.

L'analyse de la répartition granulométrique de chaque dépôt à terre et en mer permet de s'assurer que le stock morainique adjacent (mélange hétérogène constitué de galets, \varnothing centimétrique à décimétrique, de sables et de matériel très fin $\varnothing < 0.05 \text{ mm}$) est bien la source sédimentaire à l'origine de la construction de la barrière (Fig. VI-20). Ces sédiments sont triés et redistribués au cours du temps principalement via l'action de la houle et forment les diverses entités de la barrière. En effet on constate que les sédiments grossiers (graviers, galets) jusqu'aux sables moyens (mode prédominant $\varnothing > 0.315 \text{ mm}$) constituent les *beach ridges*, les sables moyens à fin constituent les

dépôts éoliens (mode prédominant ϕ : 0.2 mm), et les sables fins caractérisent les dépôts d'avant côte (mode prédominant ϕ : 0.125 mm). Ainsi, la majeure partie de la gamme granulométrique présente dans les moraines est bien retrouvée dans les différents dépôts qui forment la barrière (Fig. VI-20). Seuls les sables très fins ($\phi < 0.05$ mm 'purée' de quartz et de feldspath) ne sont pas retrouvés dans les dépôts littoraux et ont dû être exportés vers le large, hors du système.

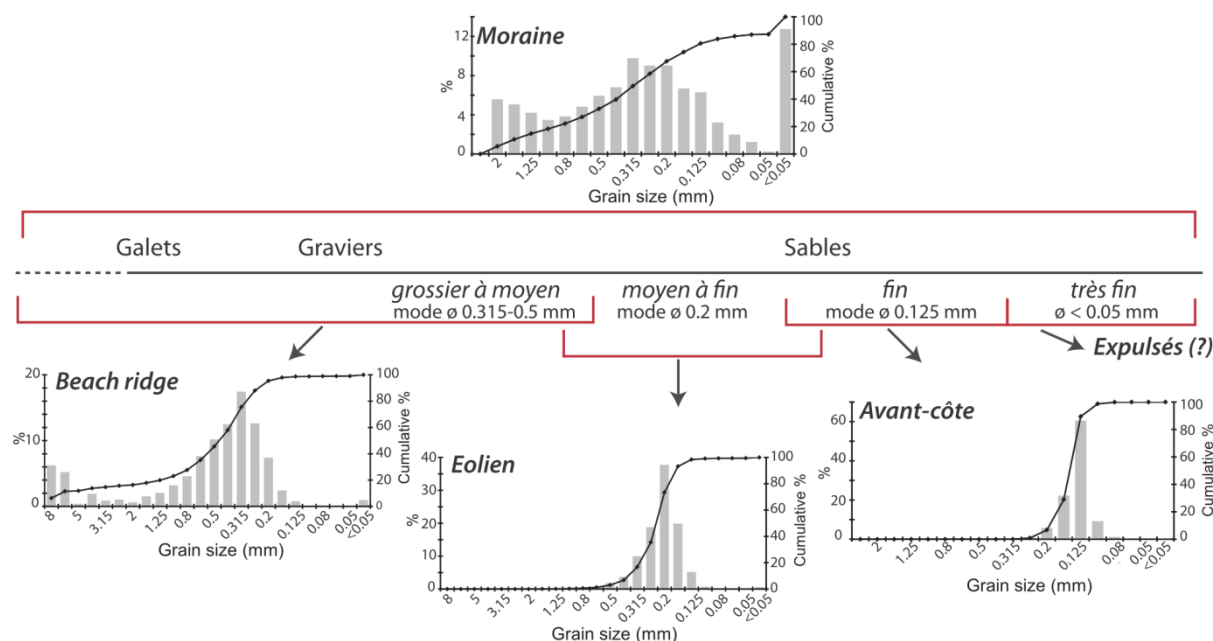
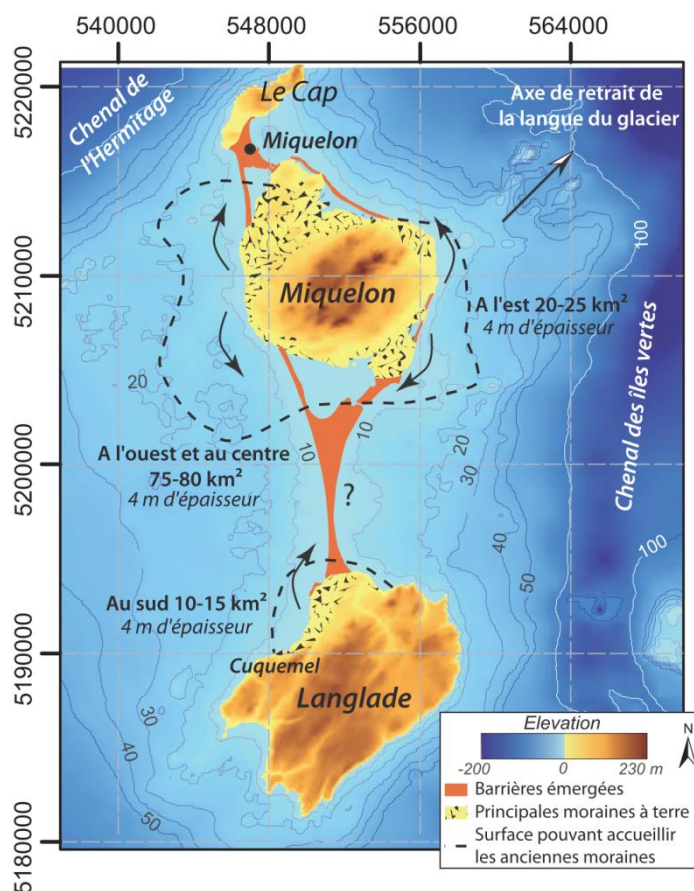


Figure VI-20 : Répartition des classes granulométriques des sédiments (taille des grains en mm) comprenant les dépôts de moraines à large spectre (source sédimentaire), les beach ridges, les sables éoliens et de l'avant-côte (pourcentage par classe en gris et cumulé sur la courbe noire).

Partant du principe démontré précédemment que la totalité des sédiments constituant la barrière a pour origine d'anciennes moraines démantelées, le volume minimum de moraine nécessaire à sa formation est donc de l'ordre de 235.10^6 m^3 . Les sédiments très fins ($\phi < 0.05$ mm) ne représentent que 10 à 12 % de la fraction 0-2 mm qui constituent la moraine, et ne doivent représenter que quelques pourcents de la moraine totale. Ainsi, on considère que le volume de moraine nécessaire doit être quasiment identique en prenant en compte ou non ces sables très fins. L'observation des moraines actuelles effectuée le long du littoral de Miquelon permet d'estimer que leur épaisseur moyenne est comprise entre 3 et 5 m (pouvant être largement supérieur jusqu'à 10-15 m par endroit ; Fig. VI-1B). En considérant une épaisseur moyenne arbitraire de 4 m, 60.10^6 m^2 (60 km^2) de moraines auraient dû être érodées au minimum pour former et nourrir la barrière. En considérant la géométrie de l'Archipel de Saint-Pierre-et-Miquelon, cette hypothèse est réaliste. Aubert de la Rüe (1951) met en avant des zones où les moraines ont pu s'étendre vers le large mais ne propose pas de délimitation spatiale de ces anciens dépôts (Fig. VI-1B). Au vu de la géométrie de l'avant-côte, l'extension des moraines est plausible au nord de l'île de Langlade ainsi qu'autour de

l'ensemble de Miquelon, notamment où des plateaux rocheux affleurent (Fig. VI-21) et peuvent être recouverts aujourd'hui de blocs erratiques. En considérant cette hypothèse, on peut estimer de manière grossière des surfaces potentielles ayant pu accueillir ces moraines : entre 10 et 15 km² au nord de Langlade, 20 à 25 km² à l'est de Miquelon et jusqu'à 80 km² à l'ouest et au sud de Miquelon (Fig. VI-21). Ainsi, selon cette délimitation théorique, la géométrie de l'avant-côte aurait eu la capacité de pouvoir accueillir jusqu'à 110-120 km² de matériel morainique. Les connaissances du transit sédimentaire actuel (Fig. VI-21), semblent indiquer que seule une faible partie de ce stock potentiel a dû alimenter les barrières au nord de Miquelon et que la majeure partie a alimenté le système de barrière entre Miquelon et Langlade. L'extension suffisamment importante des surfaces délimitées (110-120 km²) rend plausible l'existence d'une surface (minimum) de 60 km² nécessaire à la construction de la barrière de Miquelon-Langlade. Ainsi, ce travail permet de confirmer à la fois par le biais d'une approche granulométrique mais aussi spatiale que les moraines adjacentes sont la source principale de la barrière et de pouvoir également imaginer leur paléo-extension au moment de leur libération par le glacier.

Figure VI-21 : Potentiel d'extension des moraines avant leur démantèlement en fonction de la géométrie de l'avant-côte (modifiée depuis la Fig. VI-1B). Entre les îles aucune information ne nous permet d'affirmer ou d'infirmer la présence d'anciens dépôts morainiques.



VI-6.2. Temps de relaxation des sédiments

Les données chronologiques, stratigraphiques ou sédimentaires ne permettent pas de discuter de manière précise des temps de relaxation des sédiments et de la fluctuation des apports au cours du temps (ex : phase de *pulse*). En premier lieu, le dépôt des moraines lors du retrait de la calotte a permis de délivrer une grande quantité de sédiment autour de l'archipel (Fig. VI-22), et va constituer la source principale en sédiment pour la formation de son littoral. L'identification de cette seule source sédimentaire principale permet de faire abstraction des apports provenant des fleuves, jouant souvent un rôle souvent dominant dans l'alimentation des littoraux paraglaciers accolés au

continent (e.g., FitzGerald et al., 1992; Ballantyne, 2002; Hein et al., 2014). Cette restriction permet de s'affranchir des processus affectant le bassin versant (climatique, débit fluviatile, caractéristiques des sols) et de se focaliser uniquement sur les forçages marins, plus particulièrement le niveau relatif de la mer. Ainsi, l'érosion des moraines littorales et l'apport de sédiments concomitant doivent ici également être conditionnés par le moment où les dépôts sont exposés à l'action de la mer (fonction de la hauteur du niveau relatif de la mer) et des processus induisant leur remobilisation le long du littoral (Church and Ryder, 1972; Ballantyne, 2002; Hein et al., 2014). Considérant ces hypothèses, les fluctuations de l'apport en sédiment doivent refléter les tendances de l'évolution du RSL (Figs. VI-5 et VI-22) (e.g., Jennings et al., 1998; Orford et al., 2002). Ainsi une érosion plus intense des moraines a dû se produire lors de la remontée rapide du RSL, puis plus modérée au cours des 3000 dernier BP lors de la stabilisation du RSL (Fig. VI-22).

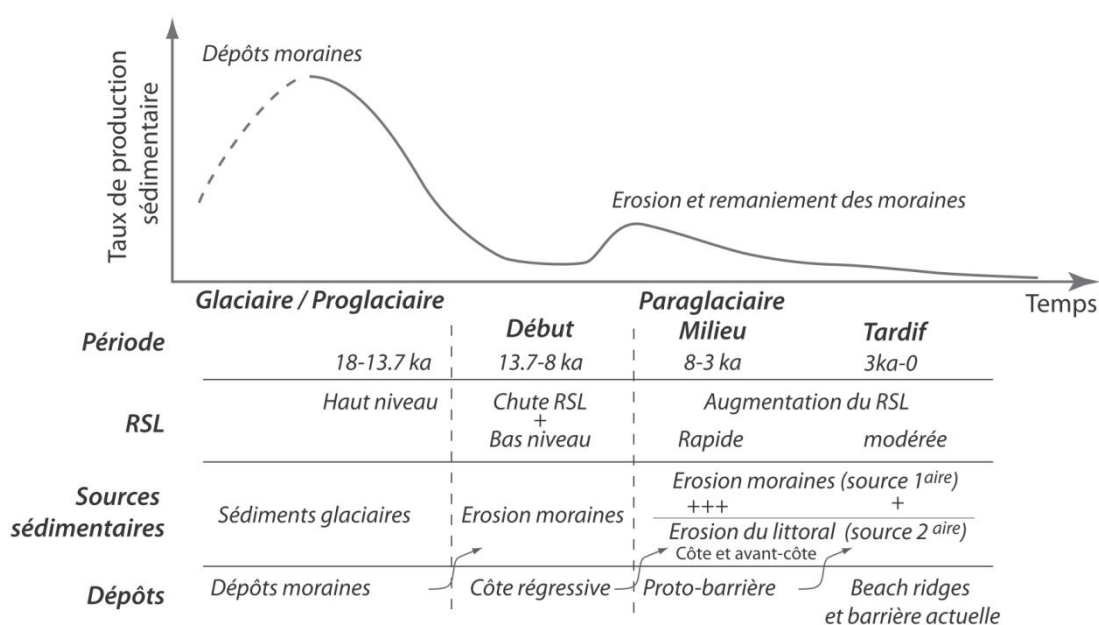


Figure VI-22 : Estimation relative du taux de production sédimentaire à Saint-Pierre-et-Miquelon depuis la dernière période glaciaire, mettant en évidence la période de dépôt, d'érosion et de remaniement des moraines (source primaire) et l'érosion des dépôts littoraux (source secondaire) permettant la formation de la barrière actuelle (adapté pour l'archipel d'après le schéma de Church and Ryder (1972), Ballantyne (2002) et Hein et al. (2014)).

Des sources sédimentaires secondaires (identifiées comme *secondary sediment stores* dans Ballantyne (2002)) peuvent également contribuer à l'alimentation de la barrière lors de sa construction. Ces sources proviennent de l'érosion de différents dépôts de la côte et de l'avant-côte (dépôts régressifs remaniés lors de la remontée), mis en place plus précocement. Des paléo-littoraux ont pu être présents entre les îles, par exemple lors de la chute du RSL (13.7-10.5 ka), du bas niveau marin (comme cela est le cas au sud-est de Terre-Neuve (Forbes et al., 1993); 10.5-8 ka) ou de la remontée du RSL (8 - 3 ka), et ont pu être remaniés lors de la remontée du RSL (8 - 0 ka) (Fig. VI-22).

Sur notre site d'étude, les traces de ces paléo-littoraux sont minimales voire absentes sur les données géophysiques, laissant supposer un démantèlement total en cas d'existence ou bien leur non existence, néanmoins ce point ne peut être vérifié dans ce travail. Seul le toit de la FSST présente une surface d'érosion confirmant un remaniement des dépôts supérieurs du cortège régressif.

Au niveau de l'archipel, on peut considérer qu'une grande partie du stock morainique a déjà été érodé (Fig. VI-21). Les dépôts présents à terre en bordure des îles sont minimales par rapport à ce qu'ils ont dû être après le retrait de la calotte. Après avoir été un environnement qui a évolué dans des conditions de forts apports sédimentaires, la tendance actuelle est à une diminution du taux de production sédimentaire délivré sur la côte de l'archipel. Ce système semble donc basculer, comme la plupart des systèmes littoraux du monde, dans une phase de carence sédimentaire. Ce basculement est observable par l'étude récente (depuis 1949) de l'évolution du trait de côte (Robin et al., 2013) qui présente un recul significatif de nombreuses parties de la barrière (Chapitre II, Fig-II-20). C'est notamment le cas aux entrées du système (comme au NO) où pour répondre au déséquilibre sédimentaire (taux d'apports déficients par rapport à la demande du milieu), la racine recule (Van Rijn, 1998). Ainsi, la barrière rentre dans une phase que l'on peut qualifier d'auto-alimentation, et son érosion permet de contribuer à l'alimentation du système en aval (source secondaire ; Fig. VI-22).

VI-6.3. Les modèles stratigraphiques de la barrière

La barrière de Miquelon-Langlade est composite et reflète des zones qui évoluent comme les modèles stratigraphiques communs (barrières aggradantes, transgressives ou régressives (Chapitre I ; § I.1.1)) tel que la flèche à crochons des Cacaouis au nord-est qui prograde dans le sens de la dérive littorale. Cependant deux zones (les Buttereaux aux N-O et la plaine de *beach ridges* au centre) offrent un intérêt particulier par leurs modèles stratigraphiques qui sont sensiblement différents des modèles communs (Fig. VI-23).

(1) Au nord-ouest, la barrière des Buttereaux rétrograde (marquée par l'érosion franche des dunes ; Fig. VI-17) et peut s'apparenter à une barrière transgressive. Cette évolution pointe le déséquilibre entre l'apport et l'accumulation sédimentaire face à l'espace d'accommodation et les conditions hydrodynamiques locales. Ce déséquilibre sédimentaire est également mis en évidence par la fine couverture sableuse présente sur l'avant-côte et le substrat rocheux, affleurant à quelques centaines de mètres de la côte (Annexe 3 ; Billy et al., 2013). Toutefois contrairement aux barrières transgressives classiques (Fig. I-7 ; (Carter, 1988; Roy et al., 1994; Otvos, 2012)), elle ne se déplace pas dans son ensemble vers la lagune. En effet, le trait de côte le long de la façade lagunaire présente aussi des signes d'érosion ou de stabilité mais pas de translation (Fig. VI-23). L'absence de dépôts de

débordement (*washovers*), qui permettraient le recul progressif de l'ensemble de la barrière (*rollover*), peut en être la raison et s'expliquer par la configuration et la morphologie de la partie émergée. En effet elle est recouverte par d'épaisses dunes paraboliques qui limitent les effets de débordement et de migration de la barrière (Forbes et al., 1991; Orford et al., 1991). De plus, la stabilité des dunes souligne le fait que l'action éolienne ne joue pas un rôle notable dans la retrogradation de la barrière. La faiblesse sédimentaire, la rétrogradation du trait de côte et l'aspect statique (pas de translation) de cette bande littorale restreinte (50-200 m de large), sont autant d'éléments qui témoignent d'une détérioration de cette zone NO de la barrière de Miquelon-Langlade.

(2) Au centre, la barrière est caractérisée par deux systèmes de *beach ridges* (Fig. VI-16), qui sont typiques des barrières régressives. La plupart des systèmes de *beach ridges* qui évoluent sur des littoraux tel que des îles barrières progradent le long de la côte exposé à l'océan (e.g., Rink and López, 2010). Individuellement les deux systèmes (S_E et S_W) de la plaine de Miquelon-Langlade évoluent de manière classique sur les deux façades ouvertes sur l'océan. Toutefois en se plaçant à l'échelle de la barrière, on constate que le sud de la plaine est caractérisé par l'existence d'une embouchure tidale centrale, qui était active lors de l'édification des systèmes de *beach ridges* (Chapitre V). La dynamique des courants et la formation du large delta sédimentaire le long de la façade est, montre le sens dominant du transport sédimentaire de l'ouest vers l'est et l'aspect plus abrité de la façade est. Ainsi, la particularité de cette plaine réside en son développement de part et d'autre de l'embouchure centrale. Ce type de systèmes est rare (aucun système semblable n'a été répertorié dans la littérature à notre connaissance) et pointe la configuration particulière du site d'étude. En effet, les systèmes de *beach ridges* progradant le long de deux façades sont communément localisés à des extrémités d'îles (e.g., Clemmensen and Nielsen, 2010), évoluant indépendamment, et non contraints en ce sens par une dynamique d'embouchure. Sa présence met également en avant la disparité des dépôts d'avant-côte frontaux. En effet tandis que le système ouest prograde sur le substrat rocheux et que son extension en mer présente une faible épaisseur de dépôts sédimentaires, le système est prograde sur d'épais dépôts sableux (MU et LU) (Fig. VI-23). La présence de ces *beach ridges* le long de la façade la plus abritée pointe un curieux équilibre entre une façade plus protégée de la houle du large (fetch limité à l'est) mais suffisamment dynamique et alimentée en sédiment pour pouvoir édifier une succession de *beach ridges*.

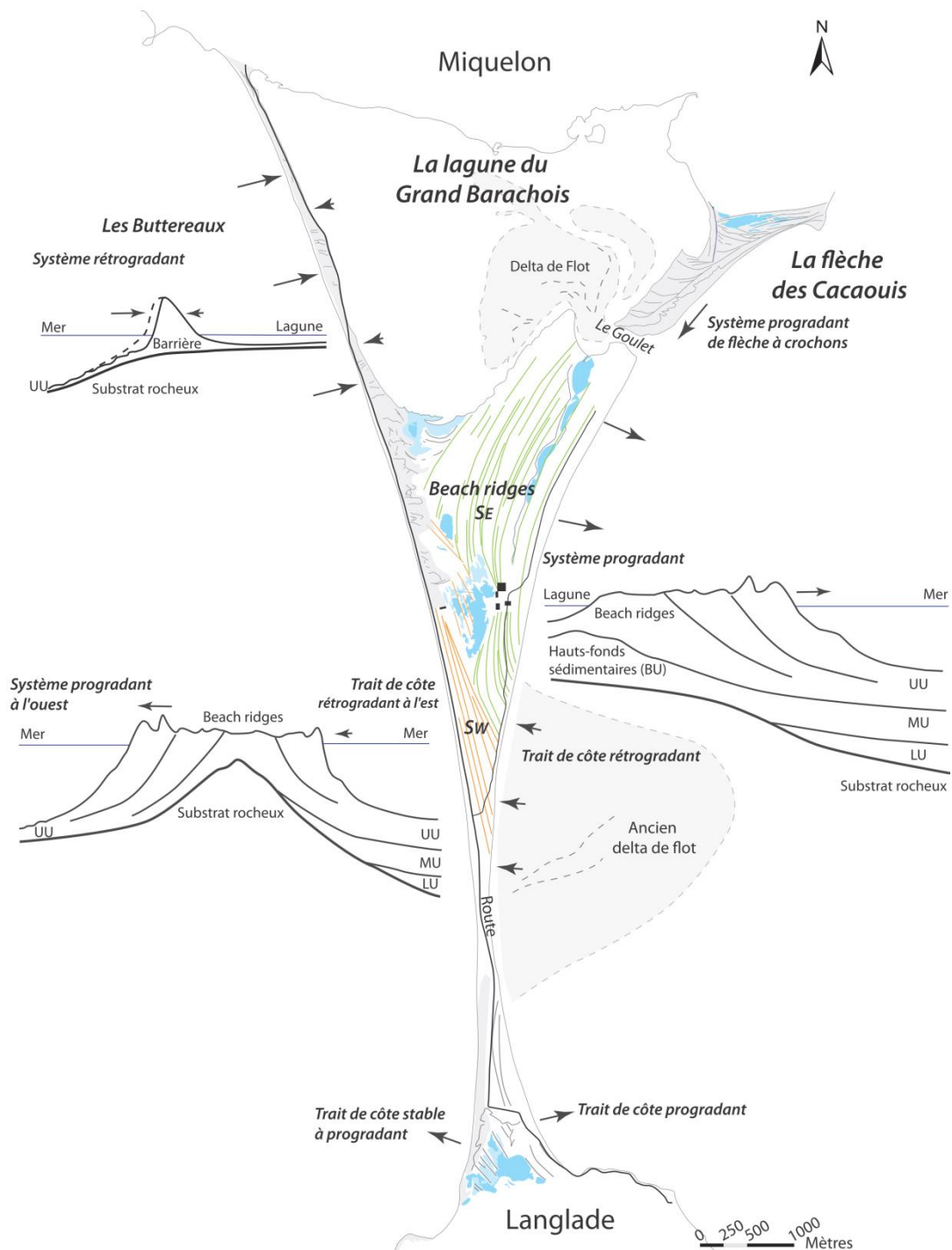


Figure VI-23 : Synthèse de la disparité spatiale des modèles stratigraphiques de la barrière de Miquelon-Langlade illustrant les zones progradantes et rétrogradantes ainsi que leur extension en mer.

La vision globale terre-mer de la barrière met en exergue son caractère non uniforme en termes de modèle stratigraphique (Fig. VI-23). Van Heteren et al. (1996) et Kelley et al. (2005), sur leurs études au niveau de la barrière de Saco Bay (NO USA), mettent en évidence le fait qu'un système étendu (centaines à plusieurs centaines de mètres) peut rarement être considéré comme un seul objet homogène. Ce constat est lié aux relations complexes et non homogènes spatialement entre la

sédimentation et l'espace d'accommodation eux-mêmes influencés par les modalités de transport et les échanges de sédiments au sein du système, les conditions hydrodynamiques et les variations du RSL au cours du temps. Cela nécessite donc pour ces grands systèmes littoraux d'avoir une bonne résolution de données afin de pouvoir percevoir au mieux la diversité stratigraphique de la barrière.

VI-6.4. Les singularités de la barrière

Les singularités de la barrière de Miquelon-Langlade ne reposent pas uniquement sur une approche stratigraphique. En effet, elle présente une grande diversité de systèmes morphologiques et de dépôts, aussi bien à terre, le long des deux façades maritimes, mais également le long d'une même façade. Quatre caractéristiques spécifiques à la barrière peuvent être mises en avant :

(i) La forme originale en Y de cette barrière est étroitement liée à la géométrie du substratum et à la dimension (notamment la largeur) et l'espacement des îles de Miquelon et Langlade. En effet le substratum rocheux qui pointe entre les îles à de faibles profondeurs va contribuer à contraindre des zones préférentielles d'accroche des sédiments, que ce soient les sources morainiques ou les dépôts littoraux postérieurs. La largeur et l'espacement des îles vont directement influencer les possibilités d'attache, simple ou multiple (Sunamura and Misuzo, 1987; Marriner et al., 2008), de la barrière ainsi que sa dimension et sa morphologie. La largeur de Miquelon (environ 7 km) est suffisamment importante pour permettre une double accroche espacée par une vaste lagune. Langlade présente une forme au nord plus 'pointue' et large seulement d'environ 3 km. Cette configuration permet une accroche qui peut être qualifiée comme simple pour le sud de la barrière et qui se développe en forme de queue de comète vers le nord.

(ii) La longueur de la barrière (12 km), résultant de la convergence des parties nord et sud, est directement conditionnée par l'espacement entre les deux îles et par la présence d'un substratum peu profond. Cette jonction des deux parties sur une telle distance n'est possible qu'en présence d'un stock sédimentaire important qui va venir nourrir la barrière. La répartition géographique de ces 'paleo-stocks' (Fig. VI-21) couplée à des conditions de houles plus favorables à un transport sédimentaire vers le sud sont à l'origine de la différence de taille des deux parties (respectivement 9.5 km et 2.5 km de longueur pour la partie nord et sud).

(iii) L'emboîtement de cinq systèmes morphologiques différents rend cette barrière particulière comparée à celles évoquées dans la littérature. Cette grande diversité sur un espace aussi restreint est directement conditionné par les facteurs globaux (taux de remonté du RSL) et locaux (emplacement des stocks sédimentaires, apports sédimentaires au cours de la TST et du HST, conditions hydrodynamiques, double exposition aux forçages marins, configuration géographique du

système). Cela a aussi été démontré précédemment dans le manuscrit en prenant les exemples de la plaine de *beach ridges* centrale ou des dépôts d'avant-côte (LU, MU, UU) directement influencé par le niveau du RSL et les apports sédimentaires au cours de la TST et HST. Bien que l'ensemble de ces systèmes présente déjà un emboîtement complexe, un affinement de l'échelle d'observation tend à complexifier d'avantage l'histoire de la construction de cette barrière. Par exemple, l'initiation du secteur sud et de la flèche des Cacaouis au NE présentent également des morphologies de cordons littoraux fossiles. De plus, la répartition des dépôts dunaires (par typologie, taille et surface), ou du drapage de sable éolien, révèle également une hétérogénéité spatiale importante, mettant ainsi l'accent sur l'influence et la variabilité de la dynamique éolienne sur la barrière au cours de sa formation. Toutefois, les informations sur ces zones ou objets sont peu nombreuses et ne nous permettent pas d'appréhender une vision de détail de ces zones.

(iv) La barrière présente une hétérogénéité granulométrique marquée entre ces différentes parties aussi bien à terre qu'en mer. Il a été montré que le stock sédimentaire constituant cette barrière tire son origine directement des dépôts morainiques proximaux, liés à la dernière déglaciation. Ce stock originel a été remanié au gré du temps par les agents hydrodynamiques et éoliens afin d'aboutir à la redistribution sédimentaire actuelle. Ainsi il est montré qu'outre le fait qu'une barrière ne se caractérise pas par une signature sédimentaire homogène, la source peut malgré tout être unique du fait de son large spectre granulométrique (Fig. VI-20).

Ainsi cette barrière montre que toutes les spécificités de forme et d'emboîtement de systèmes sont le résultat de l'influence combinée de la configuration des îles (géométrie et espacement), du substrat et des unités sous-jacentes entre les îles, de la source primaire en sédiment, des variations du RSL et des apports sédimentaires au cours du temps.

VI-7. Conclusion

La barrière de Miquelon-Langlade est une barrière composite dont la formation et l'évolution sont fortement liées à l'histoire glaciaire et paraglaciale de la région. La vision globale de la barrière permet de mettre en évidence sa complexité spatiale et l'emboîtement des différents systèmes. L'imagerie géophysique terre-mer de cette barrière dévoile l'ensemble des dépôts sédimentaires qui se sont mis en place depuis la libération des glaces jusqu'à son état actuel. Quatre unités sont identifiées. (1) L'unité la plus profonde en mer correspond aux dépôts de chute du niveau marin (FSST : 13.7-10.5 ka) dont le toit, représenté par une surface d'érosion, symbolise le bas niveau marin (LST : 10.5-8 ka) et est estimé entre -20 et -25 m msl. Deux unités reflètent le cortège transgressif (TST : 8-3 ka ; augmentation rapide du niveau de la mer) : (2) LU qui correspond à une vaste

plateforme sableuse lenticulaire dont le facies acoustique est transparent et (3) MU dont les dépôts en forme de lobe montrent des géométries progradantes vers le sud-est, illustrant le sens du transport sédimentaire. Cette unité marine MU semble être reliée à l'unité basale (BU₁ et BU₃) identifiée à terre. (4) L'unité supérieure UU, englobe les dépôts d'avant-côte déposés lors du haut niveau marin (HST ; depuis 3 ka). Elle repose sur les unités précédentes le long de la façade est et sur le substratum rocheux à l'ouest. UU est directement reliée aux dépôts littoraux de la barrière émergée (flèche, *beach ridges*, plages).

Cette vision globale permet de réaliser une première estimation du volume de sédiment de l'ensemble de la barrière à 235.10^6 m^3 (Fig. VI-19), répartis pour environ 60 % en mer (50 % à l'est et 10 % à l'ouest) et 40 % à terre (soit 10 % pour les dépôts émergés, ~17 % pour le soubassement de la barrière entre -4.5>->0m et ~14 % pour la lagune). Chaque entité de la barrière est constituée d'une gamme de classe granulométrique bien identifiée : des galets à sables moyens (mode prédominant ϕ : 0.315 mm) pour les *beach ridges*, des sables moyens à fin (mode prédominant ϕ : 0.2 mm) pour les dépôts éoliens et des sables fins (mode prédominant ϕ : 0.125 mm) pour les dépôts en mer. L'ensemble de ces sédiments couvrent un large spectre granulométrique et est identique à celui des moraines adjacentes. Seule la gamme granulométrique la plus fine, constituée de sables très fins ($\phi < 0.05 \text{ mm}$), n'est pas retrouvée dans les dépôts littoraux de la barrière et a dû être expulsée plus au large. Ainsi, les moraines adjacentes constituent bien la source primaire en sédiment qui alimente la barrière (Fig. VI-20), et on estime qu'une superficie de 60 km² de moraine (de 4 m d'épaisseur) a dû être démantelée au minimum pour fournir suffisamment de sédiment pour former l'ensemble de la barrière de Miquelon-Langlade. Au vue de la configuration de l'avant-côte de l'archipel, une telle superficie de moraine est cohérente et envisageable, et a principalement dû être érodée lors de la remontée rapide du RSL entre 8-3 ka.

Cette barrière littorale est singulière notamment par sa forme en Y qui est en premier lieu liée à la géométrie, la largeur et l'espacement des îles et du substrat rocheux. Cette géométrie est également influencée par la répartition des stocks sédimentaires (plus conséquents au nord ; Fig. VI-21) qui ont conduit, grâce au remaniement par les vagues, à des dépôts plus importants au nord et au centre de la barrière alors que le sud est moins développé. L'emboîtement des multiples systèmes est directement lié aux variations des forçages au cours du temps, que ce soit le RSL, les apports sédimentaires, les conditions hydrodynamiques ou la double exposition aux forçages marins et l'espace d'accommodation. Ceci souligne la complexité des interactions entre les processus qui influent sur l'édification de ces dépôts littoraux et montre la complexité inhérente à l'étude de tels systèmes composites. De plus, la barrière montre des comportements spatialement différents comprenant une zone qui évolue classiquement en flèche à crochons au NE, une zone rétrogradante

au NO qui montre des signes de destruction et non pas des marques de translation de la barrière, et une zone plutôt stable au sud. Au centre, le double sens de progradation des *beach ridges* sur deux façades ouvertes sur l'océan et de part et d'autre d'une embouchure tidale font de cette plaine un système singulier à part entière, dont peu, voire pas d'analogues ne sont répertoriés à notre connaissance.

Cette étude complète de la barrière permet de souligner la diversité de l'architecture d'un système composite, et la complexité d'obtenir une vue globale d'un tel système littoral. La vision terre-mer enrichit la compréhension du système et des liens entre les différentes unités. Cette barrière, de par sa richesse et diversité, peut servir d'analogie pour (a) des barrières composite ; (b) des barrières rétrogradantes montrant des signes de destruction ; (c) des systèmes de *beach ridges* progradants dans un contexte d'augmentation du RSL et plus ou moins nourris en sédiments, étant (d) accrochés et reposant sur le substrat rocheux ou (e) sur des hauts-fonds sédimentaires ; mais également (f) des barrières et des systèmes de *beach ridges* influencés par une embouchure tidale (courants, by-pass sédimentaire) et progradants le long de deux côtes ouvertes sur l'océan.

Références

- Aubert de la Rüe, E.**, 1951. Recherche géologiques et minières aux îles de Saint-Pierre et Miquelon, Office de la recherche scientifique outre-mer. Librairie Larose, Paris, pp. 88.
- Ballantyne, C.K.**, 2002. Paraglacial geomorphology. *Quaternary Science Reviews*, 21(18–19), 1935–2017.
- Bell, T., Batterson, M.J., Liverman, D.G.E., Shaw, J.**, 2003. A new late-glacial sea-level record for St. George's Bay, Newfoundland. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 40(8), 1053–1070.
- Billy, J., Robin, N., Certain, R., Hein, C., Berné, S.**, 2013. Barrier shoreline evolution constrained by shoreface sediment reservoir and substrate control: The Miquelon-Langlade Barrier, NW Atlantic. *Journal of Coastal Research*, S.I. n°65 (2), 2089–2094.
- Billy, J., Robin, N., Hein, C.J., Certain, R., FitzGerald, D.M.**, 2014. Internal architecture of mixed sand-and-gravel beach ridges: Miquelon-Langlade Barrier, NW Atlantic. *Marine Geology*, 357, 53–71.
- Boyd, R., Bowen, A.J., Hall, R.K.**, 1987. An evolutionary model for transgressive sedimentation on the Eastern Shore of Nova Scotia. In: FitzGerald, D.M., Rosen, P.S. (Eds.), *Glaciated Coasts*. Academic Press, San Diego, CA, 87–114.
- Carter, R.W.G.**, 1988. *Coastal Environments*. Academic Press, 617 pp.
- Church, M., Ryder, J.M.**, 1972. Paraglacial sedimentation : consideration of fluvial processes conditioned by glaciation. *Geological Society of America Bulletin*, 83, 3059–3072.
- Clemmensen, L.B., Nielsen, L.**, 2010. Internal architecture of a raised beach ridge system (Anholt, Denmark) resolved by ground-penetrating radar investigations. *Sedimentary Geology*, 223(3–4), 281–290.
- Cowell, P.J., Thom, B.G.**, 1994. Morphodynamics of coastal evolution. In *Coastal evolution* edited by Carter R.W.G. & Woodroffe, C.D. Cambridge University Press, 33–86.
- Davis, R.A., FitzGerald, D.**, 2004. *Beaches and Coasts*. Blackwell.
- DeBeaumont, L.E.**, 1845. *Leçons de Géologie Pratique*, Septième leçon, S. Bertrand, Paris 1973 M.L. Schwartz (Ed.). 223–252 see: present reference list.

- FitzGerald, D.M., Baldwin, C.T., Ibrahim, N.A., Humphries, S.M.**, 1992. Sedimentologic and Morphologic Evolution of a Beach Ridge Barrier Along an Indented Coast: Buzzards Bay, Massachusetts. In: C. Fletcher, J. Wehmiller (Eds.), *Quaternary coasts of the United States: marine and lacustrine systems*, pp. 65-75.
- FitzGerald, D.M., Heteren, S.V.**, 1999. Classification of paraglacial barrier systems : coastal New England , USA. *Sedimentology*(46), 1083-1108.
- Forbes, D.L., Orford, J.D., Carter, R.W.G., Shaw, J., Jennings, S.C.**, 1995. Morphodynamic evolution, self-organisation, and instability of coarse-clastic barriers on paraglacial coasts. *Marine Geology*, 126(1-4), 63-85.
- Forbes, D.L., Shaw, J., Eddy, B.G.**, 1993. Late Quaternary sedimentation and the postglacial sea-level minimum in Port-au-Port Bay and vicinity, west Newfoundland. *Atlantic Geology*, 29, 1-26.
- Forbes, D.L., Syvitski, J.P.M.**, 1994. Paraglacial coasts. In: C.D.W. R.W.G. Carter (Ed.), *Coastal evolution, Late Quaternary shoreline morphodynamics*. Cambridge University Press, pp. 373-424.
- Forbes, D.L., Taylor, R.B., Orford, J.D., Carter, R.W.G., Shaw, J.**, 1991. Gravel-barrier migration and overstepping. *Marine Geology*, 97(3-4), 305-313.
- Gilbert, G.K.**, 1885. The topographic features of lake shores. US Geological Survey 5th Annual Report (1885), 69-123.
- Goulletquer, P., Robert, S., Caisey, X., Chabirand, J.-M., Dubois, S., Le Moine, O., Soletchnik, P., Goraguier, H., Lazure, P., Le Bihan, C., Geaïron, P., Lajournade, M., Le Gall, A.**, 2011. Contribution au développement de la filière aquacole à Saint Pierre et Miquelon. Rapport IFREMER 2011, Contrat ODEADOM-IFREMER - Convention 2011 N°2011-004/38, pp. 233.
- Hein, C.J., Fitzgerald, D.M., Buynovich, I.V., Van Heteren, S., Kelley, J.T.**, 2014. Evolution of paraglacial coasts in response to changes in fluvial sediment supply. *Geological Society, London, Special Publications*, 388.
- Hoyt, J.H.**, 1967. Barrier island formation. *Geological Society of American, Bulletin* 78, 1125-1136.
- Jennings, S., Orford, J.D., Canti, M., Devoy, R.J.N., Straker, V.**, 1998. The role of relative sea-level rise and changing sediment supply on Holocene gravel barrier development: the example of Porlock, Somerset, UK. *The Holocene*, 8(2), 165-181.
- Kelley, J.T., Barber, D.C., Belknap, D.F., FitzGerald, D.M., van Heteren, S., Dickson, S.M.**, 2005. Sand budgets at geological, historical and contemporary time scales for a developed beach system, Saco Bay, Maine, USA. *Marine Geology*, 214(1-3), 117-142.
- Larson, M., Kraus, N.C.**, 1994. Temporal and spatial scales of beaches profiles changes, Duck, North Carolina. *Marine Geology*, 117, 75-94.
- Marriner, N., Goiran, J.P., Morhange, C.**, 2008. Alexander the Great 's tomolos at Tyre and Alexandria , eastern Mediterranean. *Geomorphology*, 100, 377-400.
- Murray-Wallace, C.V., Belperio, A.P., Bourman, R.P., Cann, J.H., Price, D.M.**, 1999. Facies architecture of a last interglacial barrier: a model for Quaternary barrier development from the Coorong to Mount Gambier Coastal Plain, southeastern Australia. *Marine Geology*, 158(1-4), 177-195.
- Neal, A.**, 2004. Ground-penetrating radar and its use in sedimentology: principles, problems and progress. *Earth-Science Reviews*, 66(3-4), 261-330.
- Orford, J.D., Carter, R.W.G., Forbes, D.L.**, 1991. Gravel Barrier Migration and Sea Level Rise: Some Observations from Story Head, Nova Scotia, Canada. *Journal of Coastal Research*, 7(2), 477-489.
- Orford, J.D., Forbes, D.L., Jennings, S.C.**, 2002. Organisational controls, typologies and time scales of paraglacial gravel-dominated coastal systems. *Geomorphology*, 48(1-3), 51-85.
- Otvos, E.G.**, 1970. Development and Migration of Barrier Islands, Northern Gulf of Mexico. *Geological Society of America, Bulletin*, 81 (1), 241-246.
- Otvos, E.G.**, 1981. Barrier island formation through nearshore aggradation - stratigraphic and field evidence. *Marine Geology*, 24, 195-243.

- Otvos, E.G.**, 2012. Coastal barriers — Nomenclature, processes, and classification issues. *Geomorphology*, 139–140, 39-52.
- Rink, W.J., López, G.I.**, 2010. OSL-based lateral progradation and aeolian sediment accumulation rates for the Apalachicola Barrier Island Complex, North Gulf of Mexico, Florida. *Geomorphology*, 123(3–4), 330-342.
- Robin, N.**, 2007. Morphodynamique des systèmes de flèches sableuses : Etude entre les embouchures tidales de l'Archipel de St Pierre et Miquelon et de la côte ouest du Cotentin (Manche). Ph.D Thesis, Université de Caen, 539 pp.
- Robin, N., Billy, J., Barthe, P., Barusseau, J.P., Carvalho, E., Certain, R., Chanoué, M., Fitzgerald, D., Hein, C., Michel, C., Millescamps, B., Raynal, O., Wilson, C., Wright, S.**, 2013. Etude globale de l'isthme de Miquelon-Langlade. Rapport final, Université de Perpignan Via Domitia, 282 pp.
- Roy, P.S., Cowell, P.J., Ferland, M.A., Thom, B.G.**, 1994. Wave dominated coast. In: R.W.G. Carter, C.D. Woodroffe (Eds.), *Coastal Evolution, Late Quaternary Shoreline Morphodynamics*, Cambridge University Press, Cambridge, pp. 121-186.
- Schwartz, M.L.**, 1973. Barrier Islands Benchmark Papers in Geology, Dowden Hutchinson and Ross, Stroudsburg, PA, pp. 451.
- Shaw, J., Forbes, D.L.**, 1990. Relative Sea-Level Change and Coastal Response, Northeast Newfoundland. *Journal of Coastal Research*, 6(3), 641-660.
- Short, A.D.**, 1999. *Handbook of beach and shoreface morphodynamics*. John Wiley, New York.
- Simms, A.R., Anderson, J.B., Blum, M.**, 2006. Barrier-island aggradation via inlet migration: Mustang Island, Texas. *Sedimentary Geology*, 187(1–2), 105-125.
- Stive, M.J.F., Roelvink, D.J.A., De Vriend, H.J.**, 1991. Large-scale coastal evolution concept. *Proceedings of the 22th International Conference on Coastal Engineering*, New York, ASCE, 1962-1974. .
- Sunamura, T., Misuzo, O.**, 1987. A study on depositional shoreline forms behind an island. *Ann. Rep., Inst. Geosci., University Tsukuba*, 13, 71-73.
- Timmons, E.a., Rodriguez, A.B., Mattheus, C.R., DeWitt, R.**, 2010. Transition of a regressive to a transgressive barrier island due to back-barrier erosion, increased storminess, and low sediment supply: Bogue Banks, North Carolina, USA. *Marine Geology*, 278(1-4), 100-114.
- Van Heteren, S., Fitzgerald, D., Barber, D.C., Kelley, J.T., Belknap, D.F.**, 1996. Volumetric Analysis of a New England Barrier System Using Ground-Penetrating-Radar and Coring Techniques. *The Journal of Geology*, 104, 471-483.
- Van Rijn, L.C.**, 1998. *Principles of coastal morphology*. Aqua Publications, Amsterdam, The Netherlands, p.730.

Chapitre VII - **SCHÉMA DE MISE EN PLACE DE LA BARRIÈRE DE MIQUELON-LANGLADE**

Chapitre VII - Schéma de mise en place de la barrière de Miquelon-Langlade	231
VII-1. Introduction	233
VII-2. Schéma de mise en place de la barrière	234
VII-2.1. Chute du RSL après la libération des glaces : 13 700 - 10 500 BP	234
VII-2.2. Le bas niveau marin (LST) : 10 500 - 8000 BP	235
VII-2.3. Remontée rapide du RSL (1 ^{ère} phase du TST) : 8000 – 5000 BP	236
VII-2.4. Ralentissement de la remontée du RSL (2 ^{ème} phase du TST) : 5000 – 3000 BP).....	237
VII-2.5. Stabilisation du RSL (HST, remontée lente) : 3000 BP – 18°S.....	238
VII-2.6. La barrière actuelle	241
VII-3. Comparaison des dépôts de la barrière avec les systèmes paraglaciacaires avoisinants	241
VII-4. Comparaison de l'évolution de la barrière avec le modèle d'évolution des barrières paraglaciacaires.....	243
VII-5. Évolution future	244
VII-6. Conclusion.....	247
Références.....	248

Chapitre VII : Schéma de mise en place de la barrière de Miquelon-Langlade

L'ensemble des systèmes qui constituent cette barrière composite ont été décrits aussi bien sur le plan morphologique que stratigraphique dans les chapitres précédents (chapitres IV, et VI). Les aspects dynamiques et mise en place de la plaine des beach ridges sont abordés en détail dans le chapitre V. En se basant sur ces informations, ce dernier chapitre propose un schéma de mise en place de la barrière et de l'ensemble de ses dépôts marins et terrestres.

VII-1. Introduction

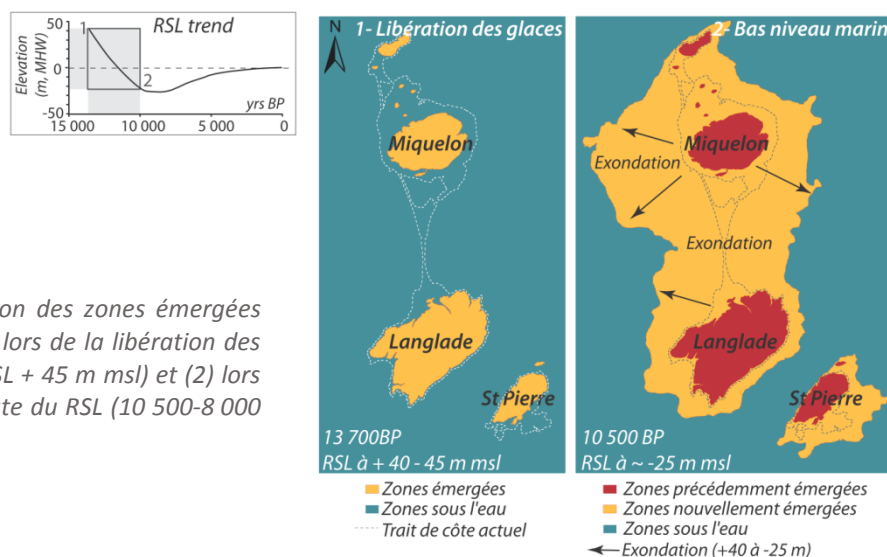
L'association de l'imagerie terrestre et marine, couplée aux résultats définissant les tendances régionales des variations du niveau de la mer relatif permet de proposer un schéma de formation de l'ensemble de la barrière de Miquelon-Langlade depuis la libération des glaces jusqu'à son état actuel. Le cadre et les limites temporelles sont estimés en fonction du contexte régional mais ne sont pas contraints par des datations au-delà de 2400 BP. En effet, seule la partie émergée de la plaine de *beach ridge* est replacée dans un contexte chronologique absolu ([Chapitre IV et V](#)), permettant de borner le système dans sa phase terminale de construction. Ce schéma de mise en place de la barrière repose également sur l'hypothèse que les conditions climatiques et hydrodynamiques (houle du large) sont considérées comme semblables pendant toute la phase de formation de la barrière. Pour finir, la localisation précise des moraines ainsi que la fluctuation de leur érosion au cours du temps sont mal connus. Cependant, il est certainement juste de considérer ici que le matériel morainique est très facilement disponible du moment que les vagues peuvent les attaquer frontalement. Ainsi, un schéma en 6 étapes est proposé en considérant ces hypothèses et l'ensemble des informations présentées dans les chapitres précédents.

VII-2. Schéma de mise en place de la barrière

VII-2.1. Chute du RSL après la libération des glaces : 13 700 - 10 500 BP

L'archipel repose sur le banc de Miquelon (substrat rocheux) qui est bordé de profonds chenaux (environ -150 m de profondeur). La topographie irrégulière du substrat dessine entre autres les différentes îles et un pointement rocheux singulier qui relie les deux îles. Ce dernier forme entre Miquelon et Langlade une 'arête' nord-sud dont la topographie est enregistrée entre -10 - -6 m msl (identifiée par imagerie radar et sismique) sous l'actuelle barrière. À l'ouest de cette arête, le substrat s'approfondit rapidement avec une pente de 0.5 à 1 % alors qu'à l'est il semble former une cuvette (Fig. VII-2).

La libération par les glaces de cette zone, il y a environ 13.7 ka, a laissé de nombreux dépôts glaciogéniques dont une partie est encore présente sur les îles de Miquelon et le nord de Langlade. De nombreux dépôts devaient également s'étendre en mer, notamment autour et entre ces îles (Fig VI-21). Il s'ensuit une rapide chute du niveau relatif de la mer liée au rebond glacio-isostatique qui s'amorce regionalement faisant évoluer le RSL de +40 à -25 m. La conséquence est l'exondation d'une grande partie du territoire, y compris l'emplacement de l'actuelle barrière (Fig. VI-1) et des moraines. Durant cette chute du RSL une partie des dépôts glaciogéniques a pu être érodée et remaniée par l'action des vagues, mais l'ampleur n'en est pas connue. L'érosion continentale, via les agents météorologiques (pluie, drainage), des dépôts morainiques exondés a aussi pu agir dans un second temps mais n'a pas dû être très importante du fait des petites rivières qui drainent l'archipel. Aucune évidence de paléo-littoraux ni de dépôts deltaïques n'a été enregistrée, certainement à cause de la faiblesse des d'apports sédimentaires à cette période, contrairement à d'autres secteurs accolés au sud-est de Terre-Neuve dont les bassins versants sont plus développés et permettent de drainer d'importantes quantités de sédiment (e.g., Forbes et al., 1993; Bell et al., 2003).



Au-delà de -20 m, des dépôts recouvrant le substrat rocheux et plongeant en bordure du banc de Miquelon dans le chenal des Îles Vertes à l'est, ont été imagés par géophysique marine et interprétés comme les dépôts de ce cortège régressif (FSST ; Fig. VII-2). On peut imaginer, par analogie, que cette unité est également présente en bordure des autres chenaux qui entourent le banc de Miquelon comme le chenal de l'Hermitage et de la Sonde, respectivement au nord et au sud.

VII-2.2. Le bas niveau marin (LST) : 10 500 - 8000 BP

À la fin de cette rapide chute du RSL (de l'ordre de - 20 mm/an), le niveau marin se stabilise entre 10 500 et 8000 BP (Fig. VII-2). Ce bas niveau marin est estimé entre -25 et -20 m msl pour le sud-est de Terre-Neuve (e.g., Bell et al., 2003). Cette stagnation pendant 2500 ans a entraîné à Saint-Pierre-et-Miquelon l'érosion de la partie sommitale de l'unité FSST déposée précédemment lors de la chute du RSL (Fig. VII-2 ; et Fig. VI-10). Cette unité du cortège régressif devait s'étendre initialement beaucoup plus vers l'ouest que ce que l'on peut observer via l'enregistrement sédimentaire actuel. Le toit de l'unité FSST est clairement tronqué (surface d'érosion possiblement polygénique, D1) entre -20 et -25 m msl. Ainsi au vu du contexte régional, cette discontinuité D1 est interprétée comme une surface d'abrasion marine qui pourrait être la signature du bas niveau marin à Saint-Pierre-et-

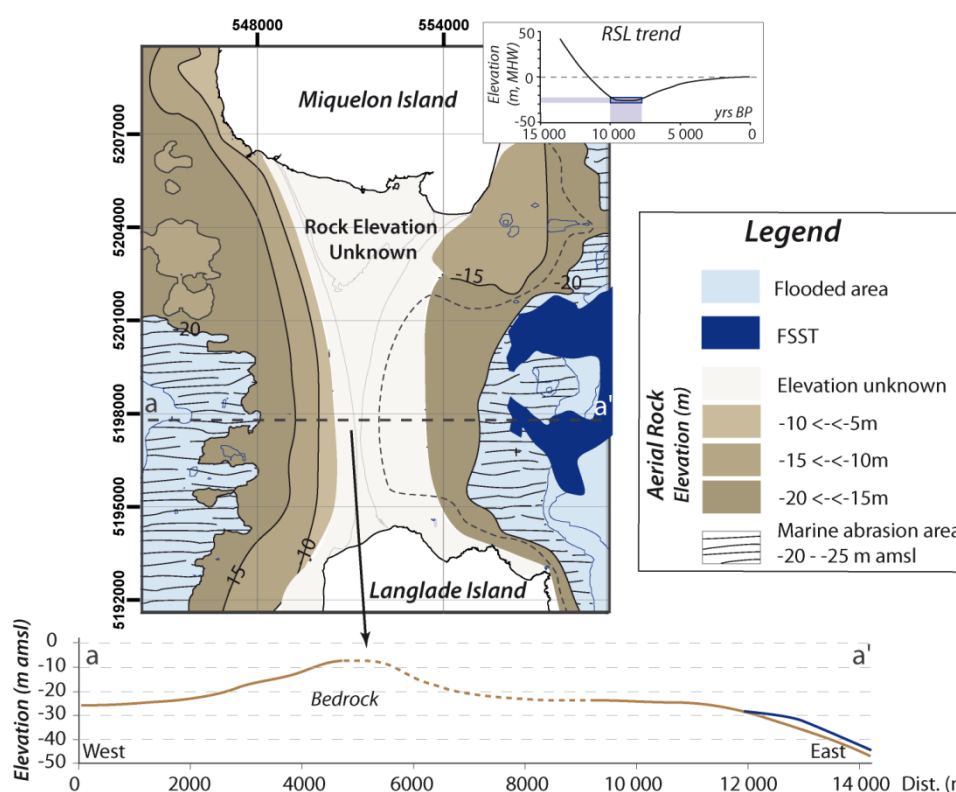


Figure VII-2 : Schéma représentant les zones émergées lors du bas niveau marin (10 500 – 8000 BP), la zone théorique d'abrasion marine (entre -25 et -20 m msl, zone avec les figurés noirs), l'extension spatiale de l'unité FSST (cortège régressif) à l'est, et la topographie du substrat rocheux. Le substrat, en plan (en mètres par rapport au niveau de la mer actuel) et en coupe (aa') forme une zone plus élevée (arête) au centre. À l'est l'isobathe en pointillés représente la limite supposée à -15 m du substrat et met en avant sa forme en cuvette.

Miquelon. Il est difficile de déterminer avec précision l'altitude exacte du bas niveau marin, toutefois compte tenu de la profondeur d'action des vagues, on peut envisager que le niveau moyen à cette période ait été quelques mètres au-dessus de cette surface d'érosion, mais pas au-delà. En direction du chenal des îles Vertes et plus profondément, le toit de FSST correspond à la bathymétrie du flanc ouest du chenal et ne semble pas avoir subi d'érosion ou de dépôt ultérieur (Fig. VII-2 et Fig. VI-10).

VII-2.3. Remontée rapide du RSL (1^{ère} phase du TST) : 8000 – 5000 BP

La remontée du RSL s'amorce dès 8000 BP (Fig. VII-3). L'inondation progressive (-25 à -10 m msl ; soit de l'ordre de + 5 mm/an) ne recouvre pas entièrement le substratum rocheux qui forme une arête affleurante entre les deux îles. L'arête rocheuse nord-sud connectant les îles est encore hors de l'eau et crée une barrière naturelle entre l'est et l'ouest (Fig. VII-3). À l'ouest, la séquence stratigraphique ne permet pas de distinguer une unité particulière déposée lors de cette phase de remontée du RSL. On considère que les dépôts du cortège transgressif le long de cette façade, s'ils ont existé, ont été remaniés et remontés vers la côte avec l'élévation du RSL au cours du temps. À l'est, l'unité LU (Lower Unit) se dépose recouvrant une partie de l'unité FSST ou drapant le substrat rocheux (Fig. VII-3) en forme de cuvette (Fig. VII-2), donnant un dépôt important au centre (3-4m) qui s'amincit sur les bordures distales à l'est. L'absence de réflexion au sein de cette unité, n'indique pas

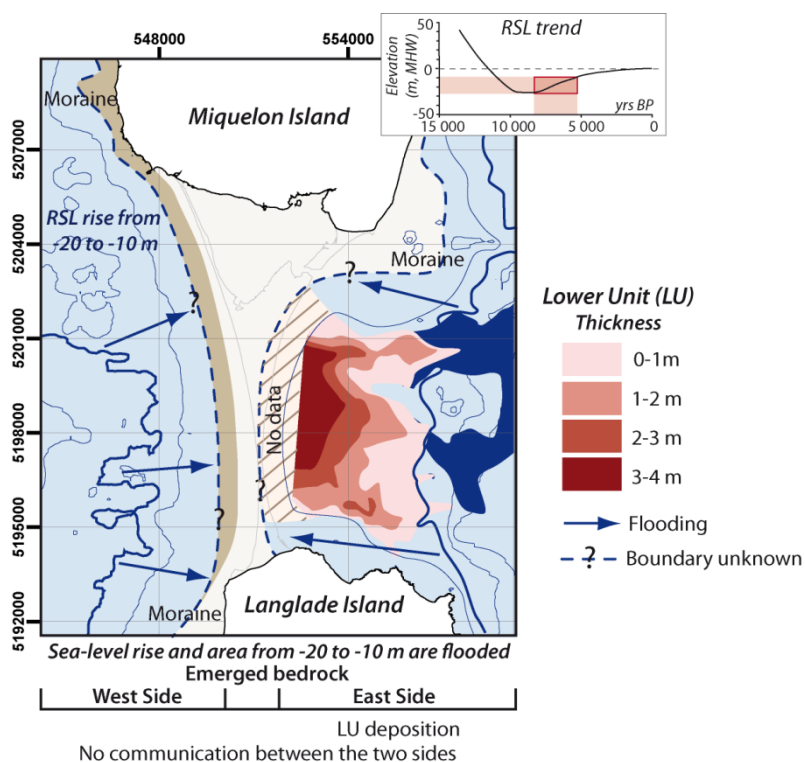


Figure VII-3 : Schéma de l'évolution de la zone entre les îles de Miquelon et Langlade lors de la remontée du niveau relatif de la mer jusqu'à environ -10 m msl (8000 – 5000 BP). Les zones entre -25 et -10 m msl sont inondées, le substrat rocheux est en partie émergé dans ces zones les plus hautes, et l'unité LU (Lower Unit) se dépose au-dessus du substrat rocheux, à cause de sa forme en cuvette, et de la FSST le long de la façade est.

de sens de progradation ou de sens de développement particulier, et laisse donc supposer que cette unité a pu constituer une vaste plateforme sableuse soumise au courant et inondée sous plusieurs mètres d'eau. Cette unité a pu se déposer grâce à la proximité de moraines, au sud-est de Miquelon ainsi qu'au nord de Langlade (Fig. VII-3 ; Fig VI-21), qui ont permis d'en fournir le sédiment.

VII-2.4. Ralentissement de la remontée du RSL (2^{ème} phase du TST) : 5000 – 3000 BP)

L'élévation du RSL continue suivant un rythme rapide mais moins soutenu que précédemment (de l'ordre de 3.5 mm/an), et permet l'inondation progressive des zones entre -10 et -3 m msl. L'arête rocheuse située entre les îles (-10 et -6 m msl) est submergée et les secteurs est et ouest communiquent entre eux (Fig. VII-4). Ceci va changer significativement le mode de sédimentation, notamment de la façade est, les échanges et transferts sédimentaires entre les deux façades étant désormais possibles.

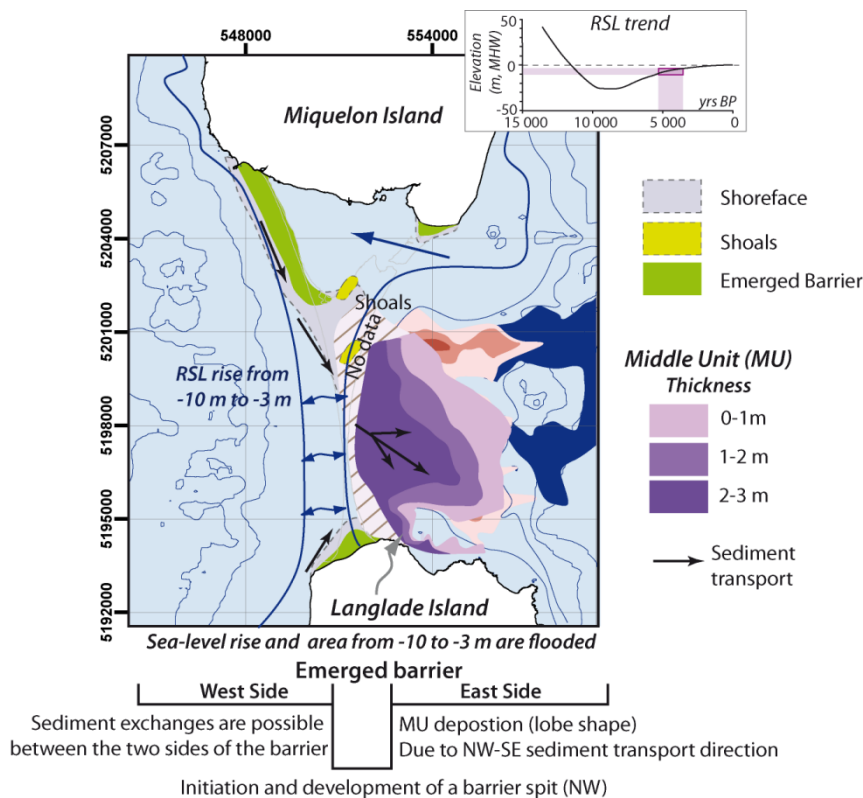


Figure VII-4 : Schéma de l'évolution de la zone entre les îles de Miquelon et Langlade lors de la remontée du niveau relatif de la mer jusqu'à environ -3 m msl (5000 – 3000 BP). Les zones entre -10 et -3 m msl sont inondées et le substrat rocheux totalement submergé, permettant ainsi les échanges entre les deux façades. Une flèche se développe au nord-ouest, accrochée à Miquelon. Ces dépôts sont probablement en connexion avec les hauts-fonds (shoals, unité basale radar) et l'unité MU (Middle Unit) qui se dépose au-dessus de LU le long de la façade est. Le développement de dépôts littoraux (de type cordons littoraux) s'amorce également au nord-est et au sud.

Le matériel sédimentaire provenant de l'érosion des moraines à l'ouest et au sud-ouest de l'île de Miquelon procure un apport sédimentaire important, qui est transporté longitudinalement vers le sud. Cet apport ainsi que la présence de pointements rocheux permettent l'accroche du sédiment (côte et avant-côte) et le développement d'une flèche accrochée au sud-ouest de Miquelon et progradant vers le sud-est (Fig. VII-4). Cette flèche a été recouverte par la suite de dunes paraboliques (Les Buttereaux). Les hauts-fonds (BU, unité basale), visibles sur les profils radars, sont probablement contemporains avec le développement de cette flèche et conditionnés par la dynamique des courants à l'extrémité de celle-ci. Le long de la façade est, la forme lobée des dépôts de l'avant-côte (MU) et l'orientation des réflecteurs dans sa partie distale, présentent une géométrie progradante vers le sud-est (Fig. VII-4). Ces figures très marquées de progradation suggère une influence de la houle et du transport sédimentaire provenant du secteur ouest pour la formation de cette unité (Fig. VII-4). Le développement des différents systèmes présentés, que ce soit le système de flèche au nord-ouest, les hauts-fonds (BU) ainsi que les dépôts d'avant-côte (MU) semblent être synchrones et interdépendants. En effet, l'initiation et le développement de la flèche accrochée au sud-ouest de Miquelon et migrant vers le sud-est conditionne (1) la présence et la géométrie des hauts-fonds et (2) influence le sens de la progradation de MU grâce aux agents hydrodynamiques et à l'apport sédimentaire. Ainsi ces différentes entités constitueraient des parties d'un seul système littoral (Fig. VII-4). On peut imaginer, sans en connaître l'importance, qu'une partie du matériel morainique du nord-est (en cours de démantèlement) soit aussi venue alimenter les hauts-fonds sédimentaires (shoals) en participant ainsi indirectement à l'alimentation de l'unité lobée MU en mer.

On peut également supposer que la formation des anciens cordons littoraux au nord de Langlade ainsi qu'au sud-est de Miquelon aient été initiés pendant cette période. En effet l'érosion des moraines proximales et leur remobilisation ont pu conduire à la formation de ces paléo-littoraux. De plus, leur accroche aux pieds des îles et l'ennoisement actuel des dépressions entre les cordons, permettent d'insister sur le fait que ces dépôts ont fait partie des premiers mis en place, et ont subi l'impact de l'élévation du RSL (inondation et stagnation d'eaux douce dans ces zones 'marécageuses') jusqu'au niveau actuel.

VII-2.5. Stabilisation du RSL (HST, remontée lente) : 3000 BP – 18^{ème} S

La stabilisation du RSL il y a 3000 ans, caractérisée par une remontée lente du RSL par rapport aux étapes précédentes et de l'ordre de +1 mm/an, est assimilée comme le début du haut niveau marin (HST). La majeure partie de la barrière émergée et des dépôts actuels de l'avant-côte ont été édifiés lors de cette période.

Les hauts-fonds (BU) développés précédemment via la dynamique des courants à l'extrémité de la proto-barrière au N-O (Fig. VII-4), facilitent le dépôt et l'accumulation de sédiments. La configuration des courants, la réfraction de la houle et un fort apport sédimentaire permettent l'initiation des *beach ridges* dans ce contexte de faible élévation du RSL (Fig. VII-5). Le schéma de réfraction de la houle perturbé par les hauts-fonds induit directement la forme double concave des *beach ridges* de l'est. Leur développement et la chronologie de leur mise en place sont détaillés dans le Chapitre V (Fig. V-9 à V-15). Ainsi six unités de *beach ridges* progradent vers le large le long des deux façades ouvertes sur l'océan (2 vers l'ouest de forme linéaire et 4 vers l'est de forme concave), avec un taux de progradation estimé entre 65 et 110 ans par *ridge*.

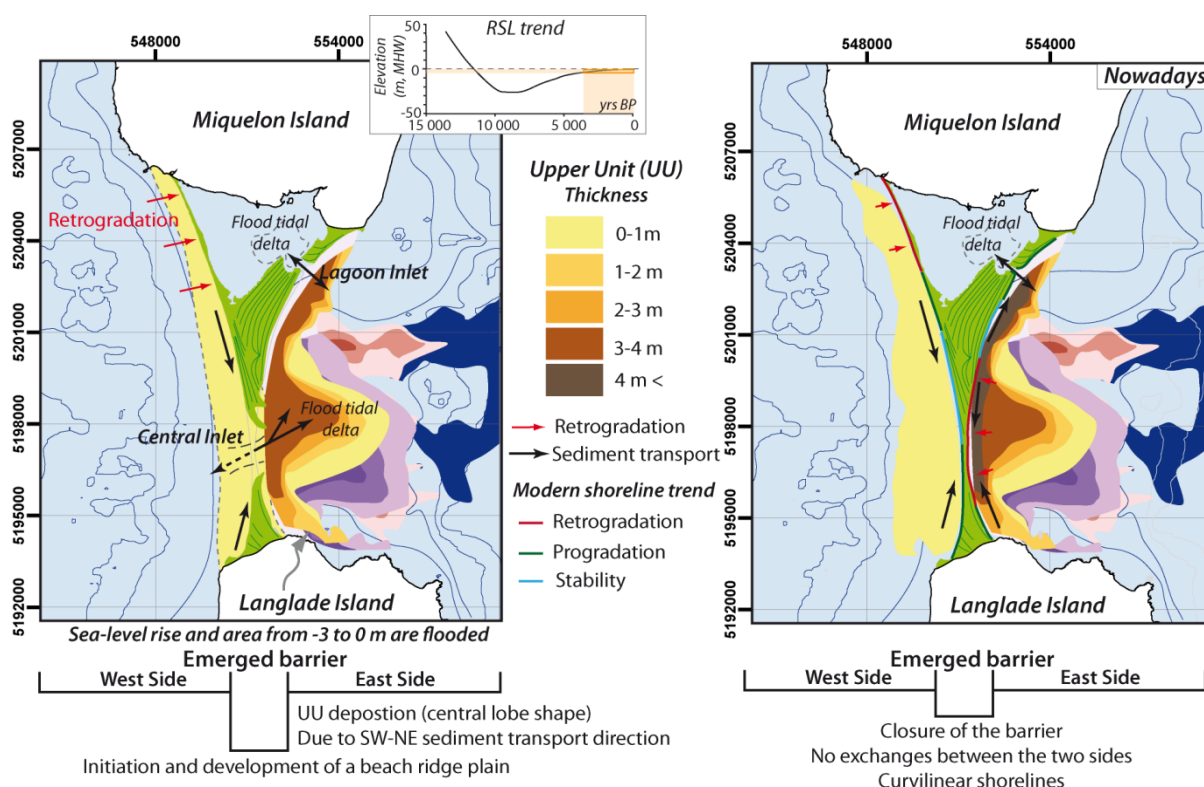


Figure VII-5 : Schéma de l'évolution de la zone entre les îles de Miquelon et Langlade lors du ralentissement de l'augmentation du niveau relatif de la mer de -3 m jusqu'au niveau actuel (HST, cortège de haut niveau marin entre 3000 BP et aujourd'hui). La majeure partie de la barrière émergée se met en place, notamment par le développement de vastes systèmes de beach ridges. Ces dépôts sont en connexion avec l'unité UU (Upper Unit) de chaque côté de la barrière. L'unité UU se dépose au-dessus de MU le long de la façade est et au-dessus du substrat rocheux à l'ouest. À l'est sa formation est conditionnée par la présence de l'embouchure tidale centrale. Dans la phase terminale de formation de la barrière, les deux extrémités de la barrière sont connectées, stoppant les échanges entre les deux façades maritimes, et le trait de côte est remodelé pour obtenir sa forme curvilinéaire actuelle. L'évolution du trait de côte depuis 1949 (depuis la Fig. II-20 ; d'après Robin et al. (2013)) le long de la barrière montre à la fois des signes de progradation, de rétrogradation et de stabilité.

Au nord-est de la barrière, la flèche à crochons des Cacaouis s'initie et se développe vers le sud dans le sens du transport sédimentaire (Fig. VII-5). Sa racine est accrochée aux cordons littoraux développés dans une phase plus précoce. Cette progression vers le sud implique une migration dans

le même sens de l'embouchure. Les dépôts de l'avant-côte à l'est et de la lagune sont également contrôlés par l'embouchure du Goulet. L'imagerie sismique permet d'une part de suivre l'incision du chenal actuel vers le large, et l'ortho-photo de visualiser d'autre part l'important delta de flot dans la lagune. Les plages assez étendues au niveau de la tête de la flèche prodiguent un espace suffisant pour permettre au sable de se faire prendre par la dynamique éolienne et former les dunes qui recouvrent la flèche.

Les dépôts sédimentaires du secteur sud se développent sous forme de queue de comète, progradant dans l'ensemble vers le nord. La convergence des deux secteurs sud et nord, contraint de plus en plus les échanges (sédimentaires et masses d'eaux) entre les deux façades en un espace réduit au centre de la barrière. Ainsi à ce moment, l'ouverture au centre de la barrière est assimilable à une embouchure. Les géométries des unités marines mettent en évidence que les dépôts de part et d'autre de cette embouchure centrale sont clairement différents (Fig. VII-5). En effet, le long de la façade est, la géométrie en forme lobée de l'unité UU en face cette paléo-embouchure suggère une influence du secteur ouest sur la formation de cette unité, et le développement d'un delta sédimentaire au-dessus de MU. Cette hypothèse est renforcée par la présence de chenaux fossiles et l'orientation des réflexions qui, dans la partie distale du lobe, présentent une géométrie progradante vers le nord-est (Fig. VII-5). La signature des chenaux via l'imagerie sismique montre une orientation oblique du sud-ouest vers le nord-est. Le long de la façade ouest les dépôts le long de l'avant-côte ne reflètent pas la présence de cette ancienne embouchure, que ce soit par des marques d'incisions d'anciens chenaux ou la présence de delta sédimentaire. Il est probable que ces dépôts aient été remaniés plus récemment (après fermeture de la barrière) par la dynamique des vagues le long de cette façade ou n'aient été que peu développés en raison du caractère très dynamique de cette façade. Ainsi, par comparaison avec des systèmes d'embouchure séparant un milieu ouvert sur l'océan d'un milieu fermé (comme la lagune du Grand Barachois), la façade ouest pourrait être assimilée à la façade ouverte sur l'océan et la façade est à celle d'un milieu plus abrité (Fig. VII-5).

Au nord-ouest, la proto-barrière développée précédemment (Fig. VII-4) présente des signes de retrogradation (Fig. VII-5) liés au réajustement du trait de côte (rotation) et probablement à un début de carence sédimentaire. Ce matériel érodé est transporté longitudinalement et doit contribuer à la formation en aval-transit des *beach ridges*. La présence d'épaisses dunes éoliennes empêche la translation de la barrière vers la lagune, via des dépôts de débordement, réduisant ainsi petit à petit sa largeur.

VII-2.6. La barrière actuelle

La progradation et la convergence des deux secteurs (nord et sud) constituant la barrière actuelle a conduit à la fermeture de l'embouchure centrale et à l'unification de la barrière à la fin du 18^{ème} siècle (Annexe 1 ; d'après les cartes de Fortin, 1782; De Kervegan, 1784; De La Roche Poincie, 1841). Cette connexion a eu pour conséquence de stopper les transferts sédimentaires entre les deux façades. L'ajustement du littoral au nouveau schéma hydro-sédimentaire, a façonné un trait de côte curvilinéaire sur les deux façades de la barrière (Fig. VII-5). La conséquence directe de ce réajustement se manifeste par le fait que les extrémités des unités de *beach ridges* les plus au sud (U_D et U_E) ont été tronquées. On constate qu'à part au niveau de cette zone localisée, il n'y a pas de rétrogradation marquée des beach ridges depuis la fermeture de l'isthme. De plus, le long des deux façades maritimes les beach ridges ne semblent pas montrer, sur les dernières décennies (60 ans), de signe particulier de progradation par la création de nouveau ridge (Fig. VII-5). Ainsi les conditions actuelles d'apport sédimentaire et de taux d'augmentation du RSL, semble faire basculer le système d'un état progradant depuis 3000 ans vers une configuration stable.

Actuellement, le trait de côte présente toujours une érosion au niveau de deux zones ciblées, cette zone des *beach ridges* tronqués et Les Buttereaux NO (-30 à -50 m sur les 60 dernières années) (Chapitre II ; Fig. II-20), et sont liées au réajustement de forme du littoral. Des zones semblent toujours être en accrétion comme au niveau de la flèche des Cacaouis au NE (25-40m sur les 60 dernières années) et de l'embouchure du Goulet, ou le sud-ouest de la barrière (Fig. VII-5). La proche avant-côte est caractérisée le long de la façade est par un bourrelet sédimentaire épais (Fig. VII-5), qui présente une pente assez forte (1.5-2.5%) et qui supporte par endroit des barres sédimentaires, notamment bien visibles sur les photo-aériennes au sud-est de la barrière.

VII-3. Comparaison des dépôts de la barrière avec les systèmes paraglaciers avoisinants

Au sud-ouest de Terre-Neuve, de nombreux littoraux paraglaciers ont été étudiés et mettent en évidence une succession de dépôts sédimentaires en mer liés à la libération des glaces ; tels que des tills, des dépôts fluvio-glaciaires ou des boues glacio-marines (e.g., Forbes et al., 1993; Forbes and Syvitski, 1994; Bell et al., 2003; Forbes, 2011). Ces dépôts glaciaires peuvent être localement recouverts de dépôts deltaïques, de sables et de galets, mis en place ultérieurement (Chapitre I, Fig. I-16) dont le toit subhorizontal représente la signature du bas niveau marin (vers -25m à Saint-Georges's Bay (Forbes et al., 1993) et -23 m à White Bear Bay (Bell et al., 2003)). Contrairement à ces études réalisées au sud-ouest de Terre-Neuve, la séquence enregistrée en mer à Saint-Pierre-et-Miquelon ne présente pas ce type de dépôts. Il est probable que cela s'explique par la position

insulaire de Saint-Pierre-et-Miquelon au-dessus du banc de Miquelon, bordé de profonds chenaux plutôt qu' accolé au continent terre-neuvien et sous l'influence d'apports induits par le drainage sous le glacier et/ou par les écoulements fluviaux sur les bassins versants. Ces dépôts sableux liés à la chute rapide du niveau de la mer (FSST) proviennent ici de l'érosion de moraines locales contrairement aux dépôts de boues glacio-marines argileuses habituellement présentes dans les séquences enregistrées dans la région ([Chapitre I, Fig. I-16](#)) et caractéristiques des environnements plutôt abrités. La séquence sédimentaire enregistrée autour de l'archipel présente des dépôts liés à la chute rapide du niveau de la mer (FSST) dont les réflecteurs plongent à l'est le long du flanc du chenal des îles vertes, alors qu'à l'ouest elle n'est pas enregistrée proche du littoral. Toutefois la présence de cette unité n'est pas à exclure en bordure (nord et sud) du banc de Miquelon. Le toit de l'unité FSST est cohérent avec une signature du bas niveau marin et est dans la même gamme de profondeurs (-20 à -25 m, [Figs. VII-2](#)) que celles déterminées pour des zones voisines du sud et sud-ouest de Terre-Neuve. L'absence de carottages et de datations des dépôts en mer ne permet pas de déterminer précisément ce bas niveau ou d'apporter des informations supplémentaires sur le cadre temporel.

Les dépôts du cortège transgressif (LU, MU et la proto-barrière au NO) sont spécifiques à l'archipel. En effet, ils sont le résultat de facteurs locaux et principalement de la géomorphologie du substrat rocheux et du transport sédimentaire. Du fait des spécificités locales, ces unités marines sont difficilement comparables avec les unités synchrones de la région. Les dépôts de haut niveau marin (UU et les dépôts littoraux) sont quant à eux semblables avec ceux que l'on observe le long des côtes paraglaciales avoisinantes, qui sont également constituées de barrières littorales (e.g., [Owens and McCann, 1980](#); [Forbes et al., 1995a](#); [Forbes et al., 1995b](#); [Orford and Carter, 1995](#); [Daly et al., 2007](#)) ainsi que des dépôts correspondant à leur plateforme (*'spit platform'*). En effet, la majeure partie de ces systèmes se développent ([Fig. VII-6](#)) soit perpendiculairement aux crêtes de houle (*swash-aligned*; comme les *beach-ridges*) soit dans le sens de la dérive littorale (*drift-aligned*; comme les flèches) (e.g., [Orford et al., 1991](#); [Forbes et al., 1995a](#); [FitzGerald and Heteren, 1999](#)). Le caractère insulaire de l'Archipel de Saint-Pierre-et-Miquelon et la diversité en nombre et en type des systèmes littoraux pourraient être comparés avec un système proche géographiquement, dans le secteur ouest du Golfe du Saint-Laurent, et présentant une aussi grande diversité de structure : les îles de la Madeleine. Toutefois, les études portant sur cette île restent encore préliminaires, présentant brièvement les systèmes morphologiques (e.g., [Owens and McCann, 1980](#)) et aucune étude architecturale n'a encore été menée en mer et commence à s'initier à terre. En effet, des premiers résultats ([en cours, Rémillard et al., 2014](#)) sur les systèmes de *beach ridges* présents sur ces

îles montrent une édification synchrone de ces systèmes (au cours des 2000 BP) avec ceux de la plaine de Miquelon-Langlade.

VII-4. Comparaison de l'évolution de la barrière avec le modèle d'évolution des barrières paraglaciaires

Le site d'étude présente des systèmes évoluant à la fois perpendiculairement aux crêtes de houle (*swash-aligned*) et dans le sens de la dérive littorale (*drift-aligned*) comme classiquement décrit dans la littérature (Chapitre VI). Ces caractéristiques permettent de situer la barrière de Miquelon-Langlade dans le modèle standard d'évolution des barrières paraglaciaires (Fig. VII-6) développé par Forbes et al. (1990), puis complété par Orford et al. (1991) et Forbes et al. (1995a). Les systèmes de barrières paraglaciaires ont été reconnus comme étant des systèmes évoluant par cycles de 'formation-destruction-reformation' en fonction de l'afflux sédimentaire (Boyd et al., 1987). Leur

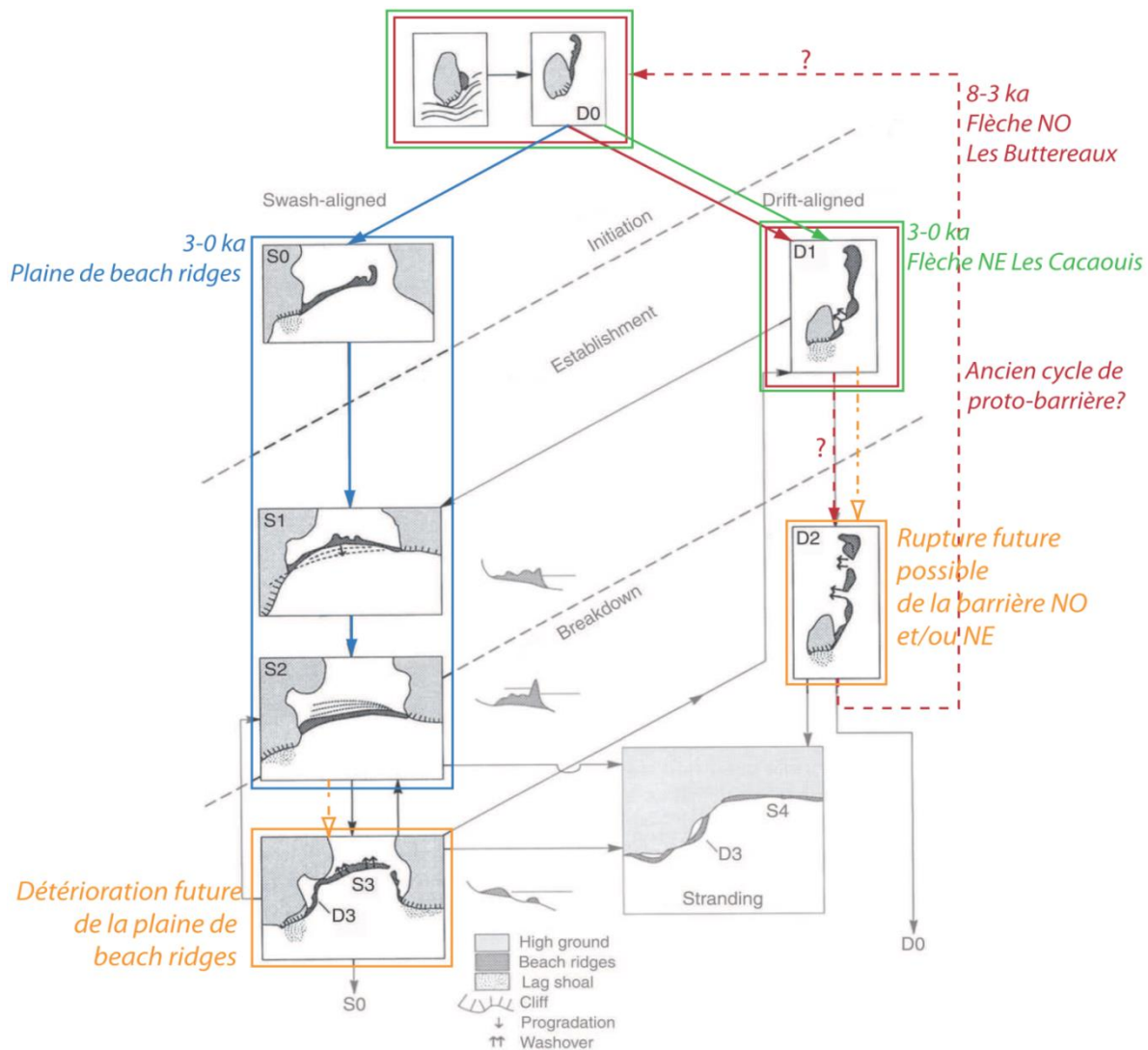


Figure VII-6 : Modèle d'évolution des barrières paraglaciaires (Forbes et al., 1995a) appliqué aux différents systèmes que constitue la barrière de Miquelon-Langlade : la barrière NO (rouge), NE (vert), la plaine de beach ridges (bleu) et leur possible évolution future (orange).

initiation est influencée par la présence et la géométrie des îles et du substrat rocheux, ainsi que l'apport sédimentaire et les conditions hydrodynamiques.

Ainsi pour la barrière de Miquelon-Langlade :

1) L'initiation du système s'est produit au nord-ouest avec le développement d'une flèche accrochée à l'île de Miquelon, proche des sources morainiques et se développant vers le sud-est. Cette section a évolué selon la configuration des barrières *drift-aligned* (D0-D1) entre 8-3 ka (Fig. VII-6 en rouge), toutefois les informations sur cette zone ne nous permettent pas d'affirmer ou d'écarter la possibilité qu'au cours de cette période plusieurs cycles de barrières se soient succédés (D0-D1-D2-D0). Actuellement ce système est encore au stade D1 (avec une tête de flèche fixée), mais le caractère rétrogradant de ce secteur (Fig. VII-5) tend à montrer une évolution vers le stade D2.

2) Le système de flèche qui se développe au nord-est est lui aussi accroché à l'île de Miquelon et semble également évoluer selon la configuration des barrières *drift-aligned* (D0-D1) depuis les derniers 3 ka (Fig. VII-6 en vert). Son stade d'évolution est actuellement encore en cours de développement (D1).

3) Au centre, la plaine de *beach ridges* évolue selon la configuration des barrières *swash-aligned* (S0-S1-S2) au cours des derniers 3 ka (Fig. VII-6 en bleu). Cette zone montre une phase d'initiation puis de progradation vers la mer (Fig. VII-5 ; Chapitre V) ainsi que l'inondation progressive (via le côté lagunaire et la stagnation des eaux de pluie) des zones les plus basses (*beach ridges* les plus anciens).

4) La formation et l'évolution du secteur sud est plus difficile à positionner dans ce modèle d'évolution des barrières, du fait d'un fort recouvrement de dunes éoliennes qui masquent une partie de l'information. Toutefois des reliquats de *beach ridges* semblent être présents à la base du secteur sud (Fig. VII-5) ce qui permet de supposer un développement initial de type *swash-aligned*. La progradation de l'ensemble du secteur sud accroché à l'île de Langlade vers le nord, laisse supposer un développement ultérieur de type *drift-aligned* (D0-D1) jusqu'à la fermeture de la barrière de Miquelon-Langlade au 18^{ème} siècle (Annexe 1).

VII-5. Évolution future

Globalement, la barrière de Miquelon-Langlade peut être caractérisée comme étant à un stade avancé de sa formation (Fig. VII-6), dont la mise en place originale est soulignée par la diversité des systèmes présents et préservés. Actuellement elle commence à montrer ou montre des signes avancés de détérioration, qui auront probablement tendance à s'accroître dans le futur. En effet, comme il a été noté précédemment (Chapitre VI) cet environnement semble basculer d'un système qui a été fortement nourri en sédiment lors de son édification vers une réduction, voir une carence,

sédimentaire. Dans le contexte actuel, si le système est sous-alimenté en sédiment et que le taux de sédimentation ne permet pas de combler l'espace d'accommodation disponible liée à l'augmentation du RSL, le système risque dans son ensemble de se détériorer.

De cette manière on peut envisager différentes évolutions possibles de la barrière principalement caractérisées par la création de brèches et l'inondation des zones basses (Fig. VII-7).

(i) La zone des Buttereaux au NO, en rétrogradation (Fig. VII-5) et constituant une bande littorale de plus en plus fine, pourrait se rompre (Fig. VII-6 ; D2) au niveau de zones de faiblesse lors d'évènements de tempêtes et permettre la communication entre la lagune et la façade maritime à l'ouest. De plus, au vu des projections d'élévation du niveau moyen de la mer pour la fin du 21^{ème}

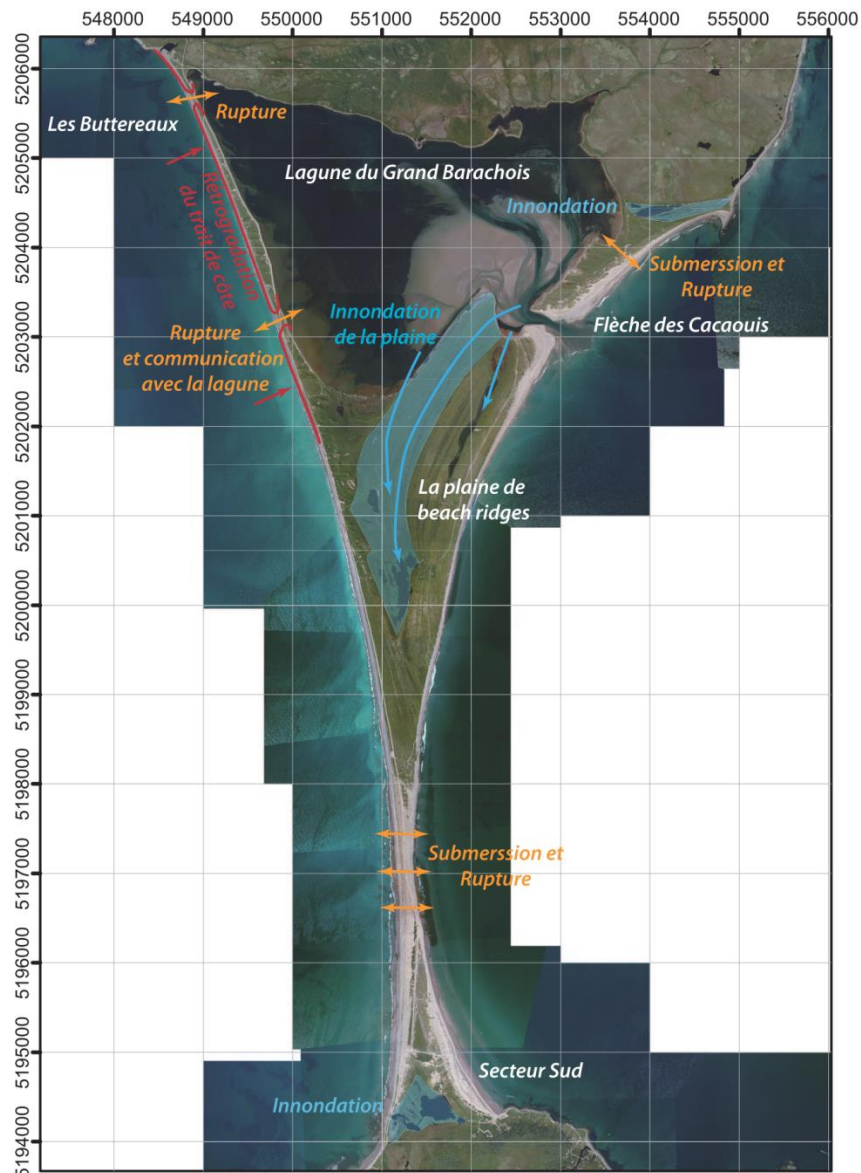


Figure VII-7 : Carte de la barrière de Miquelon-Langlade pointant les zones susceptibles d'être inondées (bleu) ou la création de brèches (orange) et la zone NO fortement rétrogradante (rouge) dans le cadre d'une évolution future de la barrière dans un contexte d'augmentation du RSL et de carence sédimentaire.

siècle (IPCC 2007/2013; Bindoff et al., 2007; Church et al., 2013) cette tendance risque d'être accélérée. Ainsi, en considérant ces informations et le recul de cette zone sur les dernières décennies, cette rupture pourrait se produire à la fin du siècle (à l'horizon de 2100 ; (Robin et al., 2013)) voir plus précocement. Du fait de l'apport réduit en sédiment venant du nord, ces brèches pourraient ne pas se refermer et former progressivement une ou plusieurs embouchures tidales permanentes (Fig. VII-7). Si cette configuration se produit, toute la dynamique de la lagune sera modifiée.

(ii) Au vu de la configuration actuelle et de l'emboîtement des *beach ridges* au centre de la barrière avec les autres systèmes, l'évolution future de ce secteur centrale est difficile à anticiper. Toutefois, en considérant la tendance actuelle et les projections futures de l'augmentation du RSL au cours du siècle à venir (IPCC 2007/2013; Bindoff et al., 2007; Church et al., 2013), les zones les plus basses topographiquement vont progressivement être inondées. Ainsi on peut imaginer une détérioration du système induite par l'ennoiement des zones basses par le côté lagunaire (Fig. VII-6 ; S2 ; (Robin et al., 2013)) qui accentuerait la cannibalisation de la plaine de *beach ridges*, déjà observée, le long de cette façade (Fig. VII-7). L'augmentation du prisme tidal dans la lagune, lié à l'augmentation des surfaces ennoyées, pourra également entraîner des modifications (augmentation) de la section mouillée (O'Brien, 1931) au niveau de l'embouchure tidale du Goulet. Le long des deux façades maritimes (est et ouest), les conditions actuelles d'apport sédimentaire et de taux d'augmentation du RSL (de l'ordre de + 2.5 mm/an sur le dernier siècle ; Chapitre II, § II-3.2) ont contraint le système de *beach ridge* à basculer d'un état progradant vers un état quasi-stable. On peut imaginer qu'une augmentation plus rapide du RSL couplée avec une diminution d'apport sédimentaire pourrait faire basculer complètement cette plaine de *beach ridges* vers un état rétrogradant (Fig. VII-6 ; S3). Cela pourrait être marqué par la présence de dépôts de débordement de plus en plus importants au niveau du littoral du type de ceux des barrières transgressives.

(iii) A l'emplacement de l'ancienne embouchure centrale, la barrière est étroite. Cette zone de faible altitude et directement influencée le long de ses deux façades par les forçages marins, est d'autant plus sujette à des phénomènes de submersion marine lors d'évènements de tempêtes. Ainsi on peut envisager que cette zone soit régulièrement submergée, voir qu'elle se rompe, restaurant ainsi la communication entre la façade ouest et est. La pérennité ou non de cette ouverture sera fonction de l'apport sédimentaire convergent au niveau de cette zone, tout comme cela a été le cas lors de la fermeture de la barrière au 18^{ème} siècle.

(iv) Au NE, même si la zone est moins documentée, on peut également envisager que l'inondation (stagnation des eaux de pluie et/ou inondation marine) des paléo-cordons littoraux

entrecoupés de lacs en bordure de l'île de Miquelon se poursuive. De plus la zone la plus étroite au niveau de l'accroche de la flèche des Cacaouis pourrait également être soumise à la submersion marine lors de tempêtes et pourrait au pire des cas se rompre désolidarisant ainsi cette flèche à crochons de l'île de Miquelon.

VII-6. Conclusion

Le schéma de formation de la barrière de Miquelon-Langlade (Figs. VII-2 – VII-5) met en évidence la combinaison des paramètres de contrôle agissant sur le littoral d'un système insulaire contraint entre deux îles. Chacune des phases de formation est fossilisée au sein de la barrière et/ou visible dans le paysage actuel de la barrière. L'évolution de la barrière se rapproche dans son ensemble à celle des systèmes paraglaciers avoisinants, seul l'analyse à plus fine échelle (les différents systèmes) révèle toute l'originalité et la complexité du site.

Le schéma d'évolution de la barrière dans sa globalité peut être caractérisé comme étant à un stade avancé de son édification et semble commencer à basculer vers une phase de détérioration / destruction. Les scénarios hypothétiques de son évolution future présagent tous une détérioration plus ou moins rapide (décennale à centennale) remodelant ainsi la barrière actuelle. Chacun d'eux est envisageable, et au pire des cas tous conjointement accélérant la destruction de la barrière. Même si l'évolution future de la barrière n'est pour l'instant que théorique, il est important de considérer que la dynamique de construction qui a permis l'édification de la barrière au cours des derniers millénaires est en train de basculer, et que sa détérioration sera renforcée par le déficit d'apport sédimentaire nourrissant le système et l'augmentation projetée du RSL au cours du siècle à venir. Ceci souligne également la différence des échelles temporelles, où les systèmes littoraux se développent sur des périodes longues (centaines à milliers d'années) alors que leur phase de destruction est souvent beaucoup plus rapide (de l'évènementiel à l'échelle pluri-centennale). La prévision et l'anticipation de l'évolution des barrières est au cœur des recherches et débats scientifiques ou sociétaux. Une meilleure appréhension de ces systèmes passe comme dans ce type d'étude par l'accroissement des connaissances morphologiques et stratigraphiques de la barrière, et pourrait être couplée avec de la modélisation numérique (e.g., Moore et al., 2010; Lorenzo-Trueba and Ashton, 2014; Moore et al., 2014). En effet cet outil pourrait permettre de tester les hypothèses d'évolution et d'envisager une évolution dynamique des systèmes littoraux.

Références

- Bell, T., Batterson, M.J., Liverman, D.G.E., Shaw, J., 2003.** A new late-glacial sea-level record for St. George's Bay, Newfoundland. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 40(8), 1053-1070.
- Bindoff, N.L., Willebrand, J., Artale, V., Cazenave, A., Gregory, J., Gulev, S., Hanawa, K., Le Quéré, C., Levitus, S., Nojiri, Y., Shum, C.K., Talley, L.D., Unnikrishnan, A., 2007.** Observations: Oceanic Climate Change and Sea Level. In: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Boyd, R., Bowen, A.J., Hall, R.K., 1987.** An evolutionary model for transgressive sedimentation on the Eastern Shore of Nova Scotia. In: FitzGerald, D.M., Rosen, P.S. (Eds.), *Glaciated Coasts*. Academic Press, San Diego, CA,, 87-114.
- Church, J.A., Clark, P.U., Cazenave, A., Gregory, J.M., Jevrejeva, S., Levermann, A., Merrifield, M.A., Milne, G.A., Nerem, R.S., Nunn, P.D., Payne, A.J., Pfeffer, W.T., Stammer, D., Unnikrishnan, A.S., 2013.** Sea Level Change. In: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. [Stocker, T.F., Qin, D., Plattner, G.-K., Tignor, M., Allen, S.K., Boschung, J., Nauels, A., Xia, Y., Bex, V., Midgley, P.M. (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Daly, J.F., Belknap, D.F., Kelley, J.T., Bell, T., 2007.** Late Holocene sea-level change around Newfoundland. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 44(10), 1453-1465.
- De Kervegan, C., 1784.** Plan des Isles Miquelon, pp. Scale [1/52 000e], FR CAOM 005DFC039B.
- De La Roche Poincie, 1841.** Carte des îles de St Pierre et Miquelon.
- FitzGerald, D.M., Heteren, S.V., 1999.** Classification of paraglacial barrier systems : coastal New England , USA. *Sedimentology*(46), 1083-1108.
- Forbes, D.L., 2011.** 3.09 - Glaciated Coasts. In: E. Wolanski, D. McLusky (Eds.), *Treatise on Estuarine and Coastal Science*. Academic Press, Waltham, pp. 223-243.
- Forbes, D.L., Orford, J.D., Carter, R.W.G., Shaw, J., Jennings, S.C., 1995a.** Morphodynamic evolution, self-organisation, and instability of coarse-clastic barriers on paraglacial coasts. *Marine Geology*, 126(1-4), 63-85.
- Forbes, D.L., Shaw, J., Eddy, B.G., 1993.** Late Quaternary sedimentation and the postglacial sea-level minimum in Port-au-Port Bay and vicinity, west Newfoundland. *Atlantic Geology*, 29, 1-26.
- Forbes, D.L., Shaw, J., Taylor, R.B., 1995b.** Differential preservation of coastal structures on paraglacial shelves: Holocene deposits of southeastern Canada. *Marine Geology*, 124(1-4), 187-201.
- Forbes, D.L., Syvitski, J.P.M., 1994.** Paraglacial coasts. In: C.D.W. R.W.G. Carter (Ed.), *Coastal evolution, Late Quaternary shoreline morphodynamics*. Cambridge University Press, pp. 373-424.
- Forbes, D.L., Taylor, R.B., Shaw, J., Carter, R.W.G., Orford, J.D., 1990.** Development and stability of barrier beaches on the Atlantic coast of Nova Scotia, *Proceeding Canadian Coastal Conference (1990, Kingston) National Research Council of Canada, Ottawa*, pp. 83-98.
- Fortin, 1782.** Carte particulière des îles de St Pierre et de Miquelon.
- Lorenzo-Trueba, J., Ashton, A.D., 2014.** Rollover, drowning, and discontinuous retreat: Distinct modes of barrier response to sea-level rise arising from a simple morphodynamic model. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 119(4), 2013JF002941.
- Moore, L.J., List, J.H., Williams, S.J., Stolper, D., 2010.** Complexities in barrier island response to sea level rise: Insights from numerical model experiments, North Carolina Outer Banks. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 115(F3), F03004.

- Moore, L.J., Patsch, K., List, J.H., Williams, S.J.,** 2014. The potential for sea-level-rise-induced barrier island loss: Insights from the Chandeleur Islands, Louisiana, USA. *Marine Geology*, 355(0), 244-259.
- O'Brien, M.P.,** 1931. Estuary tidal prism related to entrance areas. *Civ. Eng.*, 1, 738-739.
- Orford, J.D., Carter, R.W.G.,** 1995. Examination of mesoscale forcing of a swash-aligned, gravel barrier from Nova Scotia. *Marine Geology*, 126(1-4), 201-211.
- Orford, J.D., Carter, R.W.G., Jennings, S.C.,** 1991. Coarse clastic barrier environments: evolution and implications for Quaternary sea-level interpretation. *Quaternary International*, 9, 87-104.
- Owens, E.H., McCann, S.B.,** 1980. The coastal geomorphology of the Magdalen Islands, Québec. The Coastline of Canada, S. B. McCann editor, Geological Survey of Canada(Paper 80-10), 51-72.
- Rémillard, A., Buylaert, J.-P., Murray, A., St-Onge, G., Bernatchez, P., Héту, B.,** 2014. Quartz OSL dating of late holocene beach ridges from the Magdalen Islands (Quebec, Canada). Luminescence and Electron Spin Resonance Dating conference (LED), Montréal, 2014, Poster.
- Robin, N., Billy, J., Barthe, P., Barusseau, J.P., Carvalho, E., Certain, R., Chanoué, M., Fitzgerald, D., Hein, C., Michel, C., Millescamps, B., Raynal, O., Wilson, C., Wright, S.,** 2013. Etude globale de l'isthme de Miquelon-Langlade. Rapport final, Université de Perpignan Via Domitia, 282 pp.

CONCLUSION GÉNÉRALE

Conclusion générale

L'étude de la barrière de Miquelon-Langlade a permis (1) de caractériser l'ensemble des dépôts sédimentaires de la barrière liés à la dernière transgression marine (8 000 BP ; TST et HST), en offrant une vision continue mer-terre-mer et globale de cette barrière composite. La vision de détail de la plaine de *beach-ridges*, à terre, a permis (2) de décrypter la nature, la géométrie et le mode de construction de ces corps mixtes sables-galets, mais également d'explorer leur capacité à enregistrer la signature des paramètres influençant leur formation, notamment en tant que marqueur de l'évolution du niveau de la mer passé. L'analyse de l'ensemble de cette barrière littorale paraglaciale, évoluant dans un contexte d'augmentation du niveau relatif de la mer et de fort apport sédimentaire, a permis de (3) dégager les premières hypothèses concernant la part des paramètres globaux et locaux qui influencent sa formation et son développement.

Vision globale d'une barrière littorale composite morphologiquement et stratigraphiquement

La vision globale de la barrière permet de mettre en évidence sa complexité et l'emboîtement des systèmes qui la constitue. L'interprétation des données géophysiques, sédimentaires et topobathymétriques, ont permis au cours de cette thèse de dévoiler l'architecture interne de l'ensemble de la barrière de Miquelon-Langlade et de souligner l'interdépendance de la construction des dépôts marins et terrestres. Ce système de barrière littorale apparaît d'une grande disparité spatiale, que ce soit sur sa partie émergée (*beach ridges*, flèches à crochons, plages, lagune avec une embouchure tidale, dunes paraboliques et dépôts éoliens) que sur l'avant-côte le long de ses deux façades. Les dépôts constituant l'avant-côte à l'est et à l'ouest sont extrêmement différents : de faible épaisseur et recouvrant le substrat rocheux à l'ouest, et constitué d'au moins trois unités sédimentaires de plusieurs mètres d'épaisseurs chacune à l'est, dont l'unité supérieure constitue notamment un bourrelet sédimentaire singulier accolé à la côte. La stratigraphie et la morphologie mettent en évidence l'histoire de la formation de cette barrière, depuis le bas niveau marin (-25 m, 8 ka) jusqu'à son état actuel. La formation de l'ensemble de cette **barrière littorale paraglaciale est étroitement**

liée à la géométrie des îles, du substratum rocheux et à la topographie héritée, aux variations de l'augmentation du RSL, et est nourrie grâce aux forts apports sédimentaires liés au démantèlement et remaniement des moraines proximales. Cette séquence de dépôts paraglaciale offre un exemple d'assemblage propre à la barrière, dont les spécificités par rapport aux séquences enregistrées au sud-est de Terre-Neuve sont dues à son caractère insulaire et à la morphologie de l'encaissant. L'unité la plus profonde et la plus ancienne du cortège transgressif (LU), repose sur le substrat rocheux en épousant sa forme en cuvette ou sur les dépôts tronqués du cortège régressif (FSST), dont le toit a été érodé lors du bas niveau marin (10.5-8 ka). LU correspond au remaniement progressif des sédiments littoraux (moraines et avant-côte) associés à la remontée rapide du RSL (8-5 ka, + 5 mm/an). Entre les îles de Miquelon et Langlade, l'ennoisement progressif de l'arête nord-sud que constitue le substrat rocheux permet la communication entre la façade ouest et est, ainsi que la mise en place et le développement d'une proto-barrière au nord-ouest (5-3 ka). L'étude combinée terre-mer permet d'établir la connexion entre cette proto-barrière émergée au nord-ouest et les dépôts en mer le long de la façade est (MU) via leurs géométries progradantes vers le sud-est. **La stabilisation du RSL (3 ka, remontée lente de + 1 mm/an) a conduit à la formation de l'actuelle barrière de Miquelon-Langlade** depuis des systèmes émanant des îles de Miquelon et Langlade, progradant et convergeant l'un vers l'autre, jusqu'à la fermeture (18^{ème} siècle) de la barrière aboutissant à sa morphologie complexe. Actuellement la barrière de Miquelon-Langlade peut être découpée en quatre zones évoluant quasiment indépendamment les unes des autres :

(1) Au nord-ouest, la barrière est définie par un système rétrogradant qui présente des signes accrus de rétrogradation (recul du trait de côte et dunes abrasives), et dont l'extension frontale en mer actuelle est caractérisée par une fine couverture sableuse et un substrat rocheux affleurant régulièrement.

(2) Au nord-est, elle est définie par un système de flèche à crochons progradants, dont la position de son extrémité sud est contrôlée par la dynamique de l'embouchure tidale du Goulet.

(3) Au centre, la barrière est constituée d'une vaste plaine de *beach ridges* progradants depuis 3000 ans le long des deux façades ouvertes sur l'océan.

(4) Au sud, la barrière est moins développée et montrent des marques de paléo-littoraux entrecoupés de lacs. L'ensemble de cette zone sud a évolué comme une queue de comète et est recouverte de dunes éoliennes. Ce littoral est actuellement stable ou en faible progradation.

L'ensemble de ces entités et phases de construction au sein d'un même système littoral, conduit à qualifier cette barrière de composite aussi bien sur le plan morphologique que

stratigraphique. La complexité de la barrière n'aurait pas pu être cernée dans sa globalité sans l'association des différentes méthodes utilisées et la double approche terre-mer. De plus, la connexion entre les dépôts émergés et ceux de l'avant-côte a pu être établi à l'échelle de la barrière (ex : la proto-barrière au nord-ouest et l'unité sismique MU à l'est) et non pas seulement de manière frontale entre la côte et le proche avant-côte (profil). Ceci montre un réel avantage par comparaison aux études qui se limitent à l'un des deux domaines ou qui considèrent seulement la géomorphologie des systèmes littoraux et les variations spatiales du trait de côte. Cette étude a permis de combler une lacune méthodologique, qui a vu se développer généralement des études en mer sur les dépôts glaciaires jusqu'au bas niveau bien documentés, mais sans connexion ensuite avec les dépôts transgressifs et de haut niveau proche de la côte. Ainsi ce type d'étude offre une vision plus large d'un système de barrière littorale tout en soulignant l'interdépendance des domaines qui la constitue, ce qui apparaît particulièrement nécessaire si celle-ci est un système composite.

La richesse et la diversité du site de Miquelon-Langlade, présente **un grand potentiel pour servir d'analogie ou d'exemple** aussi bien à :

(1) une échelle régionale (nord-est de l'Amérique du Nord, Golfe du Saint-Laurent) pour des systèmes évoluant dans des conditions similaires et offre un exemple de séquence de dépôts paraglaciale d'un système insulaire ;

(2) l'échelle des systèmes paraglaciales évoluant dans un contexte d'augmentation du RSL et nourris par l'érosion de moraines proximales. Le caractère non alimenté par un bassin versant important souligne en partie la singularité des dépôts observés devant la chute initiée du niveau moyen et lors du bas niveau marin ;

(3) l'échelle des barrières littorales dans leur ensemble, via la diversité des systèmes emboîtés qui évoluent le long de deux côtes ouvertes sur l'océan.

Contribution à l'apport des connaissances sur les *beach ridges* mixtes sable-galet : architecture interne et potentiel en tant que paléo-marqueur du RSL

La plaine de *beach-ridges* mixte sable-galets de Miquelon-Langlade est **une plaine bien préservée évoluant dans un contexte de régression normale (augmentation du RSL) et de fort apport sédimentaire**. La vision de détails de cette plaine, via l'association de l'étude morphologique et architecturale, a permis de distinguer six unités de *beach ridges* progradants le long des deux

façades de la barrière. Quatre unités de forme concave progradent vers l'est et deux unités de forme linéaire progradent vers l'ouest. Ces unités se développent le long de façades ouvertes sur l'océan qui sont exposées à des conditions hydrodynamiques différentes, l'une ouverte sur l'atlantique, possédant un fetch illimité (ouest) est directement influencée par la houle du large et la seconde proche de Terre-Neuve (est), plus abritée possédant un fetch limité. L'édification de ces cordons littoraux a également été influencée par la présence d'une embouchure tidale, au sud de la plaine, qui a notamment permis le transport de sédiment de l'ouest vers l'est formant un large delta sédimentaire le long de la façade est. **La double exposition aux forçages marins induisant une différence des conditions hydrodynamique entre les deux façades ainsi que le développement de *beach ridges* de part et d'autre d'une embouchure pointent la singularité de cette plaine.**

L'initiation, l'organisation spatiale et la forme des *beach ridges* sont étroitement liés au schéma de propagation de la houle proche du littoral qui est lui-même conditionné par la présence de la topographie héritée et la bathymétrie. La plaine de Miquelon-Langlade souligne **l'importance de l'influence des hauts-fonds sédimentaires, moins bien connu que celle du substrat rocheux, qui joue ici un rôle primordial pour l'accroche de sédiment et l'initiation des *beach ridges*.** La morphologie double concave des *beach ridges* progradants vers l'est est ainsi directement en lien avec des hauts-fonds sédimentaires.

Ces *beach ridges* s'initient et se développent comme des bermes et sont le résultat de l'action de la houle au cours de plusieurs dizaines d'année (65 à 110 ans par *ridge* en moyenne). L'élévation de ces dépôts de sédiments mixtes, de sables grossier à moyen (mode prédominant ϕ 0.315 et 0.5 mm) et galets, est fonction de l'élévation du niveau de la mer, de la hauteur des dépôts de swash et des vagues constructives lors des périodes de formation. Ces dépôts induits par l'action des vagues sont épais (jusqu'à 8 m de dépôts imagés) et comprennent les dépôts de plage et la partie supérieure de l'avant-côte. **L'étude détaillée de cette plaine permet de présenter un exemple d'organisation de l'architecture interne d'un système de *beach ridges* mixte sable-galets évoluant dans un contexte d'augmentation du RSL au cours des derniers 3000 ans.** Ainsi, l'architecture interne de ces *beach ridges* révèle une organisation des dépôts principalement sigmoïdale, dont les pendages sont compris entre 2.3 et 4.7° dans la direction de progradation (vers la mer). Cette configuration sigmoïdale est fréquente dans les systèmes de *beach ridges* (sableux ou mixtes) mais est ici bien plus marquée. L'imagerie plus fine des dépôts de subsurfaces mettent en évidence la présence de formes lenticulaires ou de dépôts de débordements. Malgré une différence d'exposition de la houle entre les deux façades de la plaine, la géométrie de l'architecture interne des *ridges* individuels est très proche et ne montre qu'un faible écart de pendage, plus pentu de 1-2° pour les *ridges* progradants le long de la façade la plus exposée à la houle (ouest). Ces *beach ridges*, sont recouverts d'un chapeau de sable

éolien (de quelques centimètres à pluri-métriques dont le mode prédominant est \varnothing 0.2 mm) ou de dépôts de tourbes liés à l'inondation progressive des zones de faibles altitudes (*ridges* les plus anciens).

L'intérêt porté à ces systèmes de *beach ridges* réside également dans leur potentiel comme paléo-marqueurs environnementaux, notamment pour la signature du paléo-niveau de la mer au moment de l'édification d'un *ridge*. En effet, les *beach ridges* induits par l'action pluri-décennales des vagues, comme à Miquelon-Langlade, sont également influencés par le niveau du RSL. Afin d'estimer l'augmentation du RSL au cours de la formation des *ridges*, l'interface entre le sommet des dépôts induits par les vagues (sédiments grossiers) et ceux induits par l'action éolienne (sables) est considéré comme indicateur du niveau relatif de la mer au moment de l'édification du *ridge*. Pour ce type de *beach ridges* mixtes cette indicateur du RSL est reconnaissable aussi bien par imagerie que par identification sédimentaire et semble prodiguer des résultats satisfaisants et en accord avec les courbes voisines établies au sud et sud-est de Terre-Neuve. L'association de cette interface avec les datations des *ridges* permet de **proposer la première courbe de l'évolution du RSL au cours de l'Holocène terminal de l'archipel**. Ainsi, **une augmentation du RSL de +2.4 m aurait eu lieu au cours des 2400 BP (soit 1mm/an)** et trois tendances peuvent être extraites au cours de cette période : (1) entre 2400 et 1400 BP une augmentation du RSL de -2.4 à -1 m, soit un taux d'augmentation estimé à +1.3 mm/an ; (2) de 1400 à 700 BP une période de ralentissement voir de quasi-stabilité du RSL autour de -0.7 - -0.8 m ; et (3) au cours de derniers 700 ans une augmentation du RSL de -0.7 m jusqu'au niveau actuel, soit un taux d'augmentation estimé à 1.1 mm/an.

Le focus sur la vaste plaine centrale de la barrière de Miquelon-Langlade, a donc contribué à :

(1) Alimenter les connaissances sur les systèmes de *beach ridges* dans leur ensemble et plus particulièrement les systèmes mixtes, sous-étudiés en comparaison des systèmes sableux, en termes d'architecture interne et des paramètres influençant leur formation ;

(2) Montrer le potentiel, pour les systèmes mixtes, de l'interface entre les dépôts induits par les vagues et par l'action éolienne comme paléo-marqueur du RSL ;

(3) Proposer la première courbe de l'évolution du RSL de l'archipel depuis 2400 ans et fournir des informations supplémentaires pour le sud de Terre-Neuve;

(4) Recadrer chronologiquement l'évolution fine de près des 2/3 de la barrière émergée au cours des 3000 BP.

Le rôle des facteurs globaux et locaux dans la mise en place des systèmes littoraux

Le rôle des facteurs globaux et locaux est souvent difficile à identifier individuellement. En effet ce sont des paramètres qui jouent simultanément et sont interdépendants. De plus, c'est la résultante de ces différents paramètres qui permet de fournir les conditions idéales à l'édification de structures littorales ou à leurs destructions. Au niveau de la barrière de Miquelon-Langlade, on peut identifier les **facteurs globaux** comme se résumant aux **fluctuations du niveau relatif de la mer** et la **variabilité climatique glaciaire-inter glaciaire**, et les **facteurs locaux** comme l'influence du **substrat rocheux**, de la **topographie héritée**, les **conditions hydrodynamiques** ainsi que la **répartition des stocks sédimentaires hérités de la déglaciation alimentant ensuite le système**.

Facteurs globaux :

L'archipel est fortement influencé par l'histoire glaciaire et paraglaciaire de la région en termes de sources et afflux sédimentaires, des mouvements verticaux de la croûte (subsidence ou isostasie) et des variations eustatiques. Les variations du RSL depuis la libération des glaces (13 700 ans) ont forcé au cours du temps la position du littoral, et **induit et conditionné le rythme d'érosion des moraines** (à large spectre granulométrique) déposées autour de l'archipel. L'édification des systèmes littoraux comme les barrières est en grande partie liée au rapport entre l'accumulation sédimentaire et l'espace d'accommodation disponible. On constate que sur la barrière de Miquelon-Langlade, **les proto-barrières de type flèche ont pu se développer dans le sens de la dérive littorale lors de la phase rapide de remontée du RSL (8-3 ka, taux de l'ordre de +4.4 mm/an) et des conditions de forts apports sédimentaires**, comme le montre le reliquat encore visible au nord-ouest de la barrière. **L'initiation de la plaine de beach ridges est quant à elle indubitablement liée à la stabilisation du niveau de la mer à l'échelle régionale il y a 3000 ans, faisant chuter le taux à +1.3 mm/an**. En effet, ce taux du RSL plus modéré combiné à de forts apports et remaniements sédimentaires permettent le développement de vastes systèmes perpendiculairement aux crêtes de houle par accolement de sédiment à la côte.

Facteurs locaux :

Le substrat et la topographie héritée sont des paramètres locaux qui ont une forte influence sur le développement des barrières. Pour la barrière de Miquelon-Langlade, le substrat rocheux joue

dans un 1^{er} temps le rôle de barrière naturelle (arête entre les deux îles) séparant la façade est et ouest. La configuration en cuvette du substrat à l'est de l'arête permet le dépôt de l'unité sédimentaire LU dans un environnement de type semi-fermé, tout en lui donnant sa forme. **Dans un 2^{ème} temps la géométrie et la pente du substrat va conditionner les dépôts littoraux et influencer sur l'espace d'accommodation disponible.** Le substrat, tout comme les topographies héritées, vont surtout jouer un rôle important en termes de **perturbation de la propagation de la houle au niveau du littoral et servir de point d'accroche sédimentaire** pour le développement de la barrière. Sur la barrière de Miquelon-Langlade ceci est particulièrement visible au niveau de la proto-barrière au nord-ouest où le substrat affleure et a dû contribuer à l'accroche de la flèche lors de son édification, ainsi qu'au niveau de la plaine centrale où les hauts-fonds ont également contribué à conditionner la forme concave des *beach ridges*.

Les conditions hydrodynamiques au niveau de la barrière sont conditionnées par **l'influence de l'océan sur ses deux façades et la présence de systèmes d'embouchures tidales**. Le long de la façade ouest, la plus énergétique, le transport sédimentaire est principalement longitudinal et convergeant vers le centre de la barrière. La façade est, la plus abritée, a été influencée par l'ancienne embouchure tidal centrale, qui permettait le transport de sédiment de l'ouest vers l'est. De plus, la plaine de *beach ridges* beaucoup plus étendue et large sur cette façade laisse supposer des conditions plus favorables à leur édification, comme par exemple un plus fort impact du transport sédimentaire transversale par rapport au système évoluant le long de la façade la plus énergétique.

Chaque étape de formation de la barrière est conditionnée par le transport sédimentaire ainsi que le ratio entre le taux de sédimentation et l'espace d'accommodation. La vision globale de la barrière et des principaux paramètres (globaux ou locaux) influençant son édification, stabilisation ou destruction, sont primordiales pour pouvoir comprendre l'évolution passée d'une barrière ainsi que d'anticiper son évolution future. En effet, même si cette barrière a majoritairement progradé depuis 3000 ans dans un contexte de faible augmentation du RSL et de fort apport sédimentaire, on constate des signes de stabilisation ou de détériorations le long de son littoral, qui peuvent souligner les variations entre les rapports de ces différents facteurs. Au vue des changements climatiques globaux projetés, de l'augmentation du RSL prédite et de la réduction du stock sédimentaire, la dynamique et la morphologie de la barrière vont indéniablement être modifiées dans le futur (ex : accélération de la rétrogradation du trait de côte, inondation, brèches de la barrière).

L'apport de cette étude au niveau sociétal

Les littoraux sont au cœur des problématiques environnementales et sociétales. Afin de comprendre la dynamique actuelle de ces environnements, il est primordial de connaître les paramètres qui ont forcé la formation de ces systèmes, ainsi que leur histoire passée.

L'acquisition de données topographiques (GPS-RTK) et la création d'un modèle numérique de terrain des $\frac{3}{4}$ de la barrière émergée de Miquelon-Langlade, permettent de fournir de vastes connaissances en ce qui concerne la morphologie et les variations d'altitudes de la barrière. **Ces informations sont la base de toutes connaissances d'un système littoral et n'étaient pas encore créées/connues jusqu'à ce jour à une telle échelle de raffinement**, permettant de distinguer chaque système qui constitue la barrière. Ces connaissances vont pouvoir être réutilisées dans le futur que ce soit en servant de modèle topographique de référence ou bien comme outil de prédiction pour les zones à risques d'inondation ou de submersion (actuelle lors de condition de tempêtes, ou future en projection des changements climatiques). D'ailleurs l'outil GPR, qui permet d'obtenir une image des dépôts terrestres, est limité en profondeur par la présence d'eau salée (perturbation des ondes radar). Ainsi cette technique peut avoir une utilisation détournée et permettre de **cartographier les zones d'intrusions salines** au niveau de l'isthme, pour des fins de gestion de l'eau (puits, eaux douce) qui auront des conséquences directes pour les habitations et les activités agricoles présentes sur cette barrière.

L'imagerie en coupe et l'organisation des dépôts permet de souligner les étapes et le mode de formation de la barrière. Ils permettent d'apporter des connaissances sur les facteurs (RSL, forme de l'encaissant) influençant le transport et le dépôt de sédiments et le sens de progradation des unités. Le rôle primordial du substrat proche, dans l'axe même de l'isthme, a été identifié comme facteur essentiel dans la construction et la stabilité de ce dernier. La compréhension de ces paramètres et de leurs fluctuations au cours du temps permet de **comprendre la dynamique du système lors de la formation de la barrière. Ces connaissances passées contribuent à la compréhension de la dynamique actuelle et peuvent contribuer à anticiper l'évolution future de ce littoral**. De plus cette vision architecturale permet de **pouvoir estimer les stocks sédimentaires sur l'avant-côte mais également à terre**, qui ont été mis en jeu pour la formation de ce type de système. Cela permet donc de considérer les volumes mis en jeu dans les échanges, les équilibres entre stock en mer et à terre, et ainsi d'entamer une réflexion sur les volumes gagnés ou perdus localement, et leur compensation. Cela permet également de pointer les notions de transit et d'apport sédimentaire

nécessaire pour construire ou maintenir de tels systèmes en place. Ils ont d'ailleurs permis de pointer que les zones aujourd'hui en forte érosion (NO) sont celles-là même qui contribuent à nourrir le système en aval-transit et qui ont permis par exemple la fermeture de l'isthme, si commode pour la communication entre les deux îles. Ces connaissances permettent, dans un premier temps, de discuter du rapport entre l'augmentation du RSL et l'apport sédimentaire qui permet de former (ou non) des systèmes littoraux. Dans un deuxième temps, elles peuvent être extrapolées, en vue des projections futures de l'augmentation du RSL et des conditions de diminution des apports sédimentaires.

Perspectives de recherche

La barrière de Miquelon-Langlade est le système littoral le plus développé de l'archipel et cette étude permet d'avoir une bonne compréhension et vision générale de ce système complexe. Plusieurs perspectives d'études supplémentaires peuvent être envisagées afin d'affiner les connaissances de cette barrière, comme le raffinement du cadre chronologique de mise en place, la cartographie du substratum rocheux, la caractérisation des systèmes éoliens ou l'amélioration de la jonction terre-mer. On peut également envisager des études à l'échelle de l'archipel, permettant de discuter de la part des forçages sur l'édification des différentes barrières, ou bien à l'échelle régionale en confrontant cette barrière avec celle d'un environnement proche comme les îles de la Madeleine. Les thématiques abordées dans ces travaux soulignent également des questions à portée internationale qui pourraient être développées sur d'autres sites, notamment sur les modèles architecturaux, etc.

Raffinement du cadre chronologique

Les dépôts les plus anciens, en mer, ont été replacés dans un cadre chronologique à une échelle régionale par analogie avec des systèmes avoisinants. Un calage des unités marines elles-mêmes permettrait un raffinement du cadre chronologique et des périodes de dépôts de chaque unité.

Sur la barrière émergée, hors mis la plaine de beach ridges centrale, les autres systèmes (la flèche des Cacaouis, les Buttereaux ou le sud de la barrière) ne sont pas datés. Ils seraient intéressants de compléter le set de datation OSL pour pouvoir replacer dans un contexte chronologique les périodes d'édification et taux de progradation de ces secteurs. Cela permettrait également de renforcer, ou de réajuster le cas échéant, le schéma de mise en place de la barrière proposé dans ces travaux.

Réaliser la cartographie du substratum rocheux

L'un des points forts de la double approche géophysique à terre et en mer, permet d'avoir une première vision de la géométrie du substratum rocheux sur lequel repose la barrière. Cette étude pointe le rôle primordial, au même titre que les variations du RSL ou l'apport sédimentaire, de la configuration du substratum dans l'édification de ce type de systèmes littoraux. Cependant, une meilleure vision de celui-ci permettrait de représenter finement l'arête centrale nord-sud et la façade est en forme de cuvette. Cette information permettrait de débattre de son rôle déterminant en tant que barrière naturel lors de la remontée rapide du RSL, puis de zone préférentielle sur laquelle repose la barrière.

Caractérisation des systèmes éoliens

Cette barrière compte de nombreux dépôts éoliens, d'une diversité morphologique (forme et épaisseur des dépôts) spatialement marquée (dunes paraboliques au NO, systèmes dunaires au sud et au NE, couverture sableuse plus ou moins importante sur les *beach ridges*). La dynamique éolienne qui opère sur l'isthme n'a pas encore été étudiée, seule la mise en place de ces différents dépôts a été effleurée dans ces travaux mais mériterait un intérêt supplémentaire. En effet, plusieurs questions restent en suspens : Comment s'explique cette hétérogénéité spatiale des dépôts éoliens (e.g., [Orford et al., 2003](#); [Forsyth et al., 2012](#)) ? Quels sont les facteurs responsables de leur édification et est-ce que les variations climatiques, du type petit âge de glace (LIA) ou optimum médiéval (MWP), ont pu avoir un quelconque impact sur ces dépôts ? Mais surtout, comment au sein d'un même système de *beach ridges* le drapage éolien peut-il être aussi disparate d'un *ridge* à l'autre ?

Pour pouvoir entrevoir une réponse à ces questions, il serait nécessaire de (i) répertorier avec précision ces dépôts éoliens (cartographie, hauteur, épaisseur), (ii) d'analyser avec attention les données de vents (données moyennées disponible depuis 1981 ; acquisition de données terrains à pas de temps plus fin pour identifier les conditions de beaux-temps à l'entrée du système et caractériser les événements extrêmes), mais également (iii) de réaliser des sections dans les dunes afin de pouvoir dater à plusieurs niveaux de profondeur les sables pour permettre d'estimer les taux de progradation verticale des dépôts. L'ensemble de ces informations permettrait de comprendre leur mode, rythme et période de formation, et incrémenterait le schéma de mise en place de l'ensemble de la barrière.

Amélioration de la jonction des dépôts terre-mer

L'association de données topographiques, géophysique terrestre (GPR) et marine (sismique) montrent ici une bonne connexion des méthodes. En effet, sur la barrière de Miquelon-Langlade seule une fine bande à la jonction terre-mer, de l'ordre de 150 à 300 m, est moins renseignée du fait des limites des méthodes géophysiques dans cette zone (signal perturbé par l'eau salée pour le GPR et trop petits fonds pour la sismique). Toutefois ce domaine est crucial à la compréhension du littoral car elle représente la zone la plus dynamique du système. En effet, c'est à ce niveau que les sédiments transitent et se déposent, et que l'évolution du littoral à plus fine échelle temporelle (pluriannuelles) peut être perçue.

Cette zone blanche pourrait être partiellement comblée, sur le plan topographique, par l'acquisition de données topo-bathymétriques aéroportées de type LIDAR, dont le premier levé est prévu dans les années à venir. L'apport de cette technologie pourrait permettre de raffiner et de compléter le MNT topographique de l'isthme (¾ de l'isthme est couvert actuellement). Cela permettrait également une meilleure vision de la jonction des différents dépôts terre-mer ainsi que de l'emboîtement des systèmes émergés. Ces données seraient un outil puissant et essentiel à l'identification des zones les plus vulnérables à la submersion et à l'inondation. De plus la répétition de ce type de données sur plusieurs années permettrait d'avoir une vision fine de l'évolution de l'ensemble de ce littoral complexe.

Les connaissances sur la stratigraphie et l'organisation des dépôts pourraient être renseignées dans cette zone, par le biais de forages profonds. En effet, cette technique permettrait une pénétration adaptée à ce type de sédiments grossiers, ce qui était limitant avec l'utilisation d'un carottier à percussion comme réalisé dans cette étude. L'acquisition de telles données dans cette zone de transition terre-mer seraient l'idéale pour établir la connexion entre les dépôts, tout en permettant de les caractériser en terme de composition sédimentaire. De plus le long de la façade ouest les dépôts sont de faibles épaisseurs et ce type de forage pourrait atteindre facilement le substrat rocheux, permettant ainsi de renseigner sur sa profondeur.

Reproduction par modélisation numérique de la dynamique autour de l'ancienne embouchure centrale

La dynamique des courants et des flux sédimentaires au niveau de l'ancienne embouchure tidale au centre de la barrière de Miquelon-Langlade, est peu connue et mériterait d'être développée. En effet, cette zone contrainte par une double exposition aux forçages marins et contraignant les courants et les flux de sédiments de l'ouest vers l'est, est complexe et a dû jouer un rôle notable dans l'édification de la barrière. La compréhension de la dynamique autour de cette embouchure pourrait être abordée sous forme de modélisations numériques, permettant ainsi de

reproduire au mieux les conditions et schémas hydro-dynamiques lors de la formation de la barrière. De plus cela pourrait permettre de mettre en lumière le développement du grand delta de flot le long de la façade est (temps estimé pour sa formation, flux sédimentaire), ainsi que la migration des chenaux perçu via l'enregistrement sismique. Ces modélisations pourraient être confrontées aux modélisations déjà existantes sur des systèmes d'embouchures au niveau d'îles barrières qui communiquent entre l'océan et un milieu abrité de type lagunaire.

Établir le rôle individuel des paramètres forçant en passant par une vision de l'ensemble des systèmes littoraux de l'archipel

L'archipel compte de nombreuses plages et systèmes de barrières. Le village de Miquelon est d'ailleurs localisé sur un système étendu de *beach ridges* progradant vers l'est, accolé à une lagune et bordé d'une barrière rattachée aux îles du Cap et de Miquelon. L'ensemble de l'étude réalisée sur l'isthme pourrait être transposée à ces autres barrières. Ceci permettrait d'avoir une vision des systèmes littoraux à l'échelle de l'archipel mis en place dans des conditions proche (même source sédimentaire, même évolution du RSL, même conditions climatiques) et au cours de la même période que la barrière de Miquelon-Langlade. La multiplication de l'étude de sites proximaux, influencés par les mêmes forçages globaux et des forçages locaux proches, permettrait d'alimenter les discussions scientifiques sur l'impact de chaque paramètre forçant dans la formation de ces systèmes littoraux. Ces points ont commencé à être abordés dans ces travaux via l'étude de la plaine de beach ridges, exposée sur chacune de ses deux façades à des forçages hydrodynamiques différents. En effet l'impact individuel des paramètres forçants est souvent difficile à entrevoir du fait de leurs influences simultanées. De plus, la comparaison directe inter-sites n'est pas toujours évidente du fait des distances qui peuvent être assez importantes et des fluctuations possibles des paramètres forçant d'un site à l'autre. Ainsi cet archipel riche en système littoraux est un candidat adéquat pour discuter de l'impact des paramètres locaux. De plus, de telles études pourraient permettre de raffiner/compléter la courbes des tendances de l'évolution du RSL mis en avant dans cette étude.

Amélioration des connaissances sur le cadre régional

La confrontation de cette/ces barrière(s) de l'archipel peut également s'étendre à un cadre régional au niveau du Golfe du Saint-Laurent. Les îles de la Madeleine semblent être un bon site de comparaison directe avec l'Archipel de Saint-Pierre-et-Miquelon, afin d'étudier le caractère insulaire des dépôts mis en place depuis le retrait des glaces et surtout des dépôts du haut niveau marin. En effet, la richesse de ces îles proximales permet directement de faire le lien avec l'archipel aussi bien par (1) la présence de nombreux systèmes de *beach ridges*, de barrières, de flèches, de lagunes à

embouchures que (2) par son histoire glaciaire et paraglaciaire, (3) par la période de construction des barrières, ou bien (4) par la disparité d'exposition à la houle du large de chacune de ses façades. Une comparaison architecturale des dépôts en mer pourrait également être envisagée afin d'identifier, ou non, des similitudes dans les cortèges de dépôts de ces deux systèmes insulaires proximaux depuis la libération par les glaces de ces zones (FSST, LST, TST et HST). En effet, la séquence enregistrée à Saint-Pierre-et-Miquelon montre des différences avec les séquences voisines accolées au continent, notamment pour les dépôts de chute et de bas niveau marin. Cette comparaison permettrait, le cas échéant, de proposer un modèle fidèle de ces dépôts pour les systèmes insulaires de la région, non différenciés jusqu'à présent des sites accolés aux continents et drainés par de larges bassins versants.

Perspectives de recherches au niveau international :

Ces travaux soulignent des thématiques et questions scientifiques larges, qui offrent une possibilité de réflexion à portée internationale. Tout d'abord, **le rôle primordial du substrat rocheux** sur l'édification des systèmes de barrière, mis en évidence dans ces travaux, est souvent négligé et mériterait d'être approfondi. La multiplication d'étude sur des systèmes de barrières de type tombolo, par exemple (qui sont influencés par la présence d'île et un substrat généralement peu profond ; comme le Tombolo de Giens près de Toulon (Courtaud, 2000)), pourrait permettre de percevoir l'impact réel du substrat rocheux sur l'édification des systèmes littoraux. Un deuxième objectif serait **de tester le modèle architectural des beach ridges** de la plaine de Miquelon-Langlade. En effet, la multiplication d'étude sur des environnements ou types sédimentaire similaires (Danemark, Estonie, etc.), ou non (Brésil, Australie, etc.), permettrait de réaliser et de promouvoir un/des modèles génétiques architecturaux sur les beach ridges, qui n'existe pas actuellement de manière précise et synthétique. Pour finir, le **potentiel de l'association de l'outil GPR et des datations OSL** est maintenant reconnu dans la communauté internationale pour caractériser les environnements littoraux. L'association combinée de ces techniques à des fins **de paléo-marqueurs environnementaux, notamment du niveau de la mer**, est de plus en plus utilisé et offre une méthode d'estimation de l'évolution du RSL avérée. Toutefois ces marqueurs paléo-environnementaux présentent encore de larges incertitudes, notamment à cause des méthodes elles-mêmes et de la calibration des indicateurs, et l'effort et la multiplication de ce type d'étude mérite d'être d'avantage poursuivit afin d'améliorer la robustesse de ces marqueurs.

Références

- Belknap, D.F., Kraft, J.C.**, 1985. Influence of antecedent geology on stratigraphic preservation potential and evolution of Delaware's barrier systems. *Marine Geology*, 63(1–4), 235-262.
- Courtaud, J.**, 2000. Dynamiques géomorphologiques et risques littoraux. Cas du Tombolo de Giens (Var, France méridionale). PhD thesis. Université de Provence, Aix-en-Provence.
- Evans, M.W., Hine, A.C., Belknap, D.F., Davis Jr, R.A.**, 1985. Bedrock controls on barrier island development: West-central Florida coast. *Marine Geology*, 63(1–4), 263-283.
- Forsyth, A.J., Nott, J., Bateman, M.D., Beaman, R.J.**, 2012. Juxtaposed beach ridges and foredunes within a ridge plain — Wonga Beach, northeast Australia. *Marine Geology*, 307–310(0), 111-116.
- Orford, J.D., Murdy, J.M., Wintle, A.G.**, 2003. Prograded Holocene beach ridges with superimposed dunes in north-east Ireland: mechanisms and timescales of fine and coarse beach sediment decoupling and deposition. *Marine Geology*, 194(1–2), 47-64.

LISTE DES FIGURES ET TABLEAUX

Liste des Figures et Tableaux

Introduction générale

FIGURES

- Figure 1 :** Photographie aérienne (vue vers le sud) de l'isthme de Miquelon-Langlade (photo N. Robin, 2004). 13
- Figure 2 :** Schéma conceptuel des objectifs de thèse : 1) Établir une vision Terre-Mer de la barrière littorale afin d'obtenir une vision globale du système (cadre rouge) ; 2) Caractériser l'architecture interne et le mode de construction d'un système de beach ridges mixtes sables-galets (cadre orange); et 3) Établir la part des paramètres globaux et locaux forçant l'initiation et le développement de la barrière (mis en évidence par l'interaction entre les facteurs à l'origine des évolutions des systèmes côtiers ; cadre vert). 15

Chapitre I

FIGURES

- Figure I-1 :** Schéma d'une barrière représentant (1) la plage et l'avant-côte, (2) la partie émergée de la barrière et (3) la zone abritée qui sépare la barrière de la côte (modifié depuis Reinson (1992)). 26
- Figure I-2 :** Représentations schématiques des différentes morphologies de barrières réparties en trois grandes classes en fonction de leur rattachement à la côte : les îles barrières, les barrières rattachées au continent (flèches, cusplate, tombolo) et les barrières accolées au continent. 27
- Figure I-3 :** Exemples de barrières (a) tombolo simple au Costa Rica (GoogleEarth); (b) barrière à Portugal Cove South (Terre-Neuve, Canada) comprenant des successions de cordons littoraux (beach ridges) ; (c) systèmes de flèches à Flat Island Spit (St George's Bay, Terre-Neuve) ; et (d) petites flèches et barrière rattachée entre des drumlins sur la façade Est de Nova Scotia (Photographies issues de Forbes, 2011). 28
- Figure I-4 :** Influence d'un haut-fond ou d'une île perturbant la réfraction de la houle et induisant la formation d'un tombolo et le changement d'orientation de beach ridges (Carter, 1988). 29
- Figure I-5 :** Variation du nombre et de la localisation des embouchures à Pamlico Sound (USA, Caroline du Nord) en réponse aux variations climatiques pendant le Petit Age de Glace (LIA) et l'Optimum Médiéval Climatique (Medieval Warm Period, MWP) (Mallinson et al., 2011). 31
- Figure I-6 :** Effets dévastateur d'un tsunami sur une barrière: exemple d'une barrière près de la ville de Banda-Aceh, Indonésie. A) La barrière est parfaitement visible sur les données de EarthSat GeoCover de 1990 et 2000 (image issue de GeoCover LandSat Nasa, 1990), B) la barrière a totalement disparue après le passage du tsunami du 26 Décembre 2004 (GoogleEarth, 28 janvier 2005) (<http://www.landsat.org/trfic/tsunami2004/>). 31
- Figure I-7 :** Modèles stratigraphiques des barrières A) aggradantes, B) transgressives et C) régressives (d'après Galloway and Hobday, 1983; dans Timmons et al., 2010), ainsi que l'évolution de leur trait de côte (côté mer et côté lagune) au cours du temps. 32

- Figure I-8 :** A. Schéma de l'évolution d'une barrière transgressive dans un contexte d'augmentation du niveau de la mer. B. Coupe 2D de la barrière mettant en évidence le retrait de la barrière vers le continent et l'organisation stratigraphique des dépôts de washover de la partie supérieure de la barrière (Modifié depuis Roy et al., 1994). 34
- Figure I-9 :** A. Schéma de l'évolution d'une barrière régressive dans un contexte de chute du niveau de la mer (régression forcée). B. Coupe 2D mettant en évidence l'avancée de la barrière vers la mer (modifié depuis Roy et al., 1994). 34
- Figure I-10 :** A. Schéma de l'évolution d'une barrière régressive dans un contexte de stabilité du niveau de la mer par accolement de sédiments en provenance de l'avant-côte (cet apport peut aussi provenir d'un transport longitudinal). B. Coupe 2D mettant en évidence l'avancée de la barrière vers la mer (modifié depuis Roy et al., 1994). 35
- Figure I-11 :** Production sédimentaire en fonction du temps au cours d'une séquence paraglaciale classique (à droite ; Mercier (2007)) et considérant la diversité des afflux sédimentaires (en bas) qui peuvent alimenter au cours du temps les systèmes littoraux paraglaciaux, dans Hein et al. (2014) d'après les travaux de Church and Ryder (1972) et Ballantyne (2002). 36
- Figure I-12 :** Extension de la calotte glaciaire lors du Dernier Maximum Glaciaire (Last Glacial Maximum, LGM) et distribution des zones paraglaciales (d'après Forbes, 2005; dans Forbes, 2011). 37
- Figure I-13 :** Distribution sédimentaire (diamètre des grains vs. fréquence cumulée) des dépôts glaciaires allant des dépôts de boues glacio-marines, de moraines et tills, aux dépôts fluvio-glaciaires (Forbes and Syvitski, 1994). 38
- Figure I-14 :** Photographies de dépôts glaciaires en érosion le long des côtes de Terre-Neuve et Nouvelle-Ecosse (falaises abrasives de tills et drumlins), servant de sources sédimentaires à large spectre granulométrique (allant du galet à l'argile)(Photographies extraites de Forbes, 2011).. 38
- Figure I-15 :** Tendances de l'évolution du niveau relatif de la mer (RSL) suite au retrait de la calotte glaciaire dans des environnements paraglaciaux : exemples de courbes à l'Est du Canada depuis les derniers 14 000 ans (d'après Grant, 1989; Scott et al., 1989; Dyke et al., 1991; Forbes et al., 1991; in Forbes and Syvitski, 1994). 39
- Figure I-16 :** A. Séquences de dépôts enregistrés sur la façade sud-ouest de Terre-Neuve. À gauche, succession de dépôts de (1) tills, (2) glacio-fluviaux, (3) glacio-marins (avant que le système ne soit perché), (4) 'boue' postglaciaires, (5) dépôts deltaïques de sables et de galets progradants vers le large lors de la chute du RSL et (6) de dépôts transgressifs de sables et de galets (Forbes et al., 1993). À droite, succession de dépôts recouvrant le substratum rocheux irrégulier (bedrock), comprenant des dépôts glacio-marins, deltaïques (topset à -25 m) et des dépôts sableux formant la plateforme d'une barrière littorale actuelle (Bell et al., 2003). B. Modèle conceptuel des dépôts et environnements présent le long des côtes paraglaciales dominés par l'action des vagues (Shaw et al., 1999), représentatif des dépôts au nord de Terre-Neuve. 41
- Figure I-17 :** Modèle d'évolution des barrières paraglaciales (initiation (D0 et S0), développement (D1, S1-S2), détérioration (D2, S3) et stade final (D3-S4)) se développant parallèlement (S : swash-aligned) ou dans le sens de la dérive (D : drift-aligned) (d'après Forbes et al. (1995) dans Forbes (2011)). 43
- Figure I-18 :** Schéma d'une section de trois beach ridges successifs marquant la position du rivage au cours du temps (t_{1-3}). 45
- Figure I-19 :** Distribution mondiale des systèmes de beach ridges ainsi que la relation entre le nombre de ridges dans chaque plaine par rapport à sa latitude (Figs. 1 et 2 dans Scheffers et al., 2012).46

Figure I-20 : Exemple de systèmes de beach ridges A) sur l'île de Saint Vincent (NW Floride, USA) regroupant 12 (A-L) sets de beach ridges (López and Rink, 2007; Rink and López, 2010); et B) dans la Baie de Iluka-Woody (Australie) dont la forme concave est héritée de la présence de récifs à proximité du littoral (Goodwin et al., 2006).	47
Figure I-21 : Répartition schématique du mode de formation des beach ridges en fonction de leur type sédimentaire (sables fin à galets, l'épaisseur du figuré représente la probabilité plus ou moins importante des modes responsable de la formation des beach ridges).	48
Figure I-22 : Schémas des différents modes de construction proposés pour la formation de beach ridges (Fig.2 dans Tamura, 2012). (MSL: mean sea level; FWSH: fairweather swash height; STSH: storm wave swash height; MSHCW: maximum swash height of constructive wave).....	49
Figure I-23 : Schémas de différentes structures sédimentaires internes des beach ridges décrites par A) & B) Carter (1986), et C) Tanner and Stapor (1971) (Fig.3 dans Tamura, 2012).	49
Figure I-24 : Schéma des dépôts d'un système de beach ridges progradant initié par des bermes (berm-ridges) (Fig.2b, Nauset barrier spit, MA, USA, in Otvos, 2000).	51
Figure I-25 : Principaux indicateurs du niveau de la mer utilisés : 1) la topographie des ridges (vert) ; 2) l'interface entre les dépôts éoliens et ceux induits par l'action des vagues (orange) et 3) la limite entre les dépôts de plage et d'avant côte (la base du ridge, en violet).	52
Figure I-26 : Identification des rythmicités des beach ridges en Almería (Espagne) (Goy et al., 2003), distinguant des différences d'espacement entre les ridges (swale), qui seraient influencées par les cycles solaires et la NAO.	54
Figure I-27 : Schéma d'une section de beach ridges, montrant les relations chrono-stratigraphiques entre la progradation de la plage et la construction des dunes éoliennes (Espanberg spit, Chulchi, Alaska dans Tamura (2012) d'après Mason et al. (1997)), avec t_{1-4} pour les âges de dépôts et Q_{1-4} pour les quantités de sables éoliens accumulés.	56

TABLEAUX

Tableau I-1 : Relations entre le budget sédimentaire et l'évolution du niveau marin relatif (RSL) pouvant induire une progradation (avancée), une rétrogradation (recul) ou un état stationnaire de la barrière (Modifié depuis Masselink and Hughes, 2003).	33
Tableau I-2 : Glossaire des catégories pour le développement des barrières littorales (basé sur Thom, 1984; Roy et al., 1994; Hesp and Short, 1999; Angulo et al., 2009; Dillenburg and Hesp, 2009; Giannini et al., 2009; Hesp et al., 2009; dans Otvos, 2012).	33

Chapitre II

FIGURES

Figure II-1 : A) Localisation de l'Archipel de Saint-Pierre-et-Miquelon dans le Golfe du Saint-Laurent, Canada Atlantique (Coordonnées en degrés, système WGS-84). B) Carte topo-bathymétrique de l'Archipel de Saint-Pierre-et-Miquelon (BD Alti © IGN, Bathymétrie 1/80 000 issue du Service Hydrographique du Canada (Cuq et al., 1999), coordonnées planimétriques UTM-21N)	69
Figure II-2 : A) Cadre géologique régional de Saint-Pierre-et-Miquelon (Rabu et al., 1993a; Rabu et al., 1993b, d'après Colmann-Sad et al. 1990). B) Carte géologique de la zone d'Avalon (Aubert de la Rüe, 1951; O'Brien et al., 1977).	70
Figure II-3 : Modèle de déglaciation (en 5 étapes) du lobe du Québec de l'Inlandsis Laurentien au niveau du Golfe du Saint-Laurent depuis le dernier maximum glaciaire jusqu'à 12 000 ans BP	

(Shaw et al., 2006). L'Archipel de Saint-Pierre-et-Miquelon est localisé sur les cartes par le figuré orange.	72
Figure II-4 : Localisation des dépôts de moraines à terre (d'après les travaux d'Aubert de la Rüe, 1951) et des dépôts sédimentaires littoraux sur l'île de Miquelon-Langlade.....	73
Figure II-5 : Photographies de front de moraines en érosion sur les côtes des îles de Miquelon (à gauche) et Langlade (à droite).	73
Figure II-6 : Carte de l'activité sismique à l'est du Canada (Lamontagne et al., 2003, in Koohzare et al., 2008), le cercle violet localise l'archipel.	74
Figure II-7 : Cartes de la variation crustale au Canada issue de modèle numérique (à gauche ; Koohzare et al., 2008) et résultant des observations de stations GPS (à droite ; Sella et al., 2007), la ligne verte représente la limite entre les zones où la croûte se soulève (au nord, valeurs positives) et où elle s'enfonce (valeurs négatives).	74
Figure II-8 : A) Répartition spatiale des tendances de l'évolution relative du niveau de la mer (RSL) à Terre-Neuve depuis le dernier maximum glaciaire (LGM) comprenant au nord des zones exclusivement émergentes et au centre et au sud des zones initialement émergentes puis subsidentes (modifiée depuis Daly et al., 2007). La ligne en pointillée marque la limite actuelle approximative entre les zones émergentes ou subsidentes. B) Évolution du RSL à Saint George's Bay depuis les derniers 13 700 ans, d'après Brookes et al. (1985), (Grant, 1987), Forbes et al. (1993) et Bell et al. (2003). C) RSL à Placentia Bay (Daly et al., 2007) et Port-au-Port Peninsula/St George's Bay (Brookes et al., 1985; Wright and Van de Plassche, 2001; Daly et al., 2007), au sud de Terre-Neuve au cours des derniers 3000 ans.	76
Figure II-9 : Localisation des stations marégraphiques (en bleu) et GPS (en rouge) proche de l'Archipel de Saint-Pierre-et-Miquelon ainsi que les valeurs de variation relative du niveau de la mer (RSL) (Tab. II-2) et les variations de hauteur des stations GPS terrestres (VH ; Tab.II-1). (Database PSMSL et SONEL).....	77
Figure II-10 : Courbe marégraphique à Port-Aux-Basques entre 1959 et 2011 (les données brutes et la moyenne mobile sur 12 mois mettent en évidence les variabilités saisonnières et pluriannuelles ; la relation linéaire met en évidence l'augmentation du niveau de base de l'ordre de + 2.5 mm/an sur la période; database PSMSL).	78
Figure II-11 : Cartes des courants au niveau du Golfe du Saint-Laurent (http://www.ec.gc.ca) 79	79
Figure II-12 : Photographies aériennes du nord de l'isthme de Miquelon-Langlade, vue sur l'embouchure du Goulet ainsi que la lagune du Grand Barachois, recouvert de neige en hiver à gauche et recouvert de prairies en été à droite (clichés : R. Etcheberry à gauche & N. ROBIN à droite).	79
Figure II-13 : A. Carte des fronts et isobares sur l'Atlantique Nord (exemple d'une dépression (D) qui remonte le long de la côte est des États-Unis, passant par Saint-Pierre-et-Miquelon ; Météo France le 28/11/2013). B. Trajectoire de 5 ouragans majeurs en 2010 traversant l'Atlantique et remontant le long de la façade est des États-Unis (Météo France ; http://www.meteofrance.fr/actualites?articleId=208267).	80
Figure II-14 : Moyenne mensuelle des vitesses de vent quotidienne (FFM, m/s entre 1998 et 2012) et maximum instantané (FXI, m/s entre 1981 et 2012, base de données de Météo France à Saint-Pierre).	80
Figure II-15 : Marégramme des hauteurs d'eau horaires à Saint-Pierre d'un cycle morte-eau vive-eau (Modèle du SHOM, du 16/02 au 13/03/2012).	81
Figure II-16 : Photo aérienne de 1978 (© IGN) du centre de l'isthme illustrant une côte agitée à l'ouest et un plan d'eau lisse sur la côte est.	82

Figure II-17 : Statistique sur les données de houle à Saint-Pierre entre Nov. 2011 et Oct. 2012. A) Répartition des houles en fonction de la hauteur significative ($H_{1/3}$, m) et de la période des pics (T_p , s); B) Direction de la houle en fonction de leur hauteur significative; C) Pourcentages et pourcentages cumulés des Hauteur significatives, Hauteur maximum (H_{Max}) et Période de Pic (T_p) de la houle.....	82
Figure II-18 : La classification des environnements littoraux de Hayes (1979) en fonction des caractéristiques moyennes de houles et de marée.	83
Figure II-19 : Présentation des différentes entités morphologiques de l'isthme de Miquelon-Langlade (photos aériennes ©ROBIN N., clichés de 2004).	84
Figure II-20 : Synthèse des connaissances sur la partie marine de la barrière de Miquelon-Langlade: répartition sédimentaire sable-roche/galet ; caractérisation granulométrique du sable marin ; direction du transport sédimentaire le long de l'isthme ; évolution du trait de côte entre 1949 et 2011 et profils bathymétriques ouest-est (réalisée d'après Robin (2007); et Robin et al. (2013)).	85
Figure II-21 : Coupes transverses à la plage sur la façade est (en haut, C1) et ouest (en bas, C2), représentation de la topographie de la plage ainsi que de la structure sédimentaire de la plage (localisation des deux coupes Fig. II-20).	86
Figure II-22 : Simulations de la propagation de la houle le long de la façade ouest de l'isthme de Miquelon-Langlade réalisées pour des conditions de houle moyenne (H_s 1.5m et 2.5m; direction 200° et 270°) et pour des conditions de tempêtes réelles (en 1972 et 1982) (d'après Robin, 2007).	88
Figure II-23 : Simulation du transport sédimentaire sur la façade Ouest en utilisant la formule de Van Rijn (1993) (dans Robin, 2007).	89
Figure II-24 : Hypothèse en 4 étapes de la formation de l'isthme de Miquelon-Langlade (Robin, 2007)	90

TABLEAUX

Tableau II-1 : Variation verticale de hauteur (VH en mm) issues de station GPS d'Halifax (NE), Shediac (NB) et St John's (TN), (database SONEL).	75
Tableau II-2 : Évolution du niveau de la mer relatif pour Halifax (NS), North Sydney (NS), Port aux Basques (NF), Argentinia (NF) et St John's (NF) pour les séries entières des marégraphes et sur la période 1972-2011.	78

Chapitre III

FIGURES

Figure III-1 : Schéma synthétique des méthodes utilisées pour l'étude terre-mer de la barrière de Miquelon-Langlade (vision le long d'un transect coupant la barrière et répartition spatiale des méthodes utilisées).....	98
Figure III-2 : A. Plan de position des données terrestres: profils GPR (bleu : 100 MHz, violet : 250 MHz, orange : 500 MHz et gris 200 MHz); échantillons OSL (ronds gris), carottes (carrés rouges) et tarières (hexagones violets). Les traits orange et verts correspondent aux crêtes des beach ridges présents sur la barrière. B. Répartition des points topographiques relevés sur la barrière.	99

Figure III-3 : A) Nombre d'articles scientifiques par an utilisant la méthode GPR entre 1981 et 2001 ; B) Schéma illustrant l'acquisition de données GPR (T : onde émise et R : onde réfléchie) (Figs 1 & 3 in Neal, 2004).	100
Figure III-4 : Terminologie pour définir et décrire les géométries, les unités et faciès radar et sismique (Modified in part from Campbell, 1967; Mitchum et al., 1977; Allen, 1982; in Neal, 2004).	101
Figure III-5 : Prélèvement (à gauche) et ouverture (à droite) des carottes sédimentaires.	102
Figure III-6 : Plan de position des données marines: profils sismique (en gris profils acquis lors des campagnes de 2011 et 2012) et des bennes (rond bleu).	104

Chapitre IV

FIGURES

Figure IV-1 : Location of the study area. A. Map of the Gulf of Saint Lawrence, Atlantic Canada, and the Saint-Pierre-et-Miquelon Archipelago (France). SGB and Plac. are the location of Saint George's Bay and Placentia, respectively. B. Location map of the beach-ridge plain of the Miquelon-Langlade Barrier (black) and the primary onshore moraines (dark gray; based on the mapping of Aubert de la Rüe (1951)) on the archipelago. C. Location map of ground-penetrating radar (GPR) profiles, optically stimulated luminescence (OSL) dating samples (1-7) and sediment cores (cores-1-3). The colors of the dotted lines correspond to the frequency of the GPR antenna used for the given GPR profile. Green and orange lines correspond to the crest of eastward- (S_E) and south-westward- (S_W) prograding beach ridges, respectively.	116
Figure IV-2 : Sea-level curves (mean high water (MHW) in meter) proposed for south Newfoundland at Saint George's Bay (inset) since 15 000 BP (Brookes and Stevens, 1985; Forbes et al., 1993; Bell et al., 2003), and for Placentia Bay (Daly et al., 2007) and Port-au-Port Peninsula (Brookes and Stevens, 1985; Wright and Van de Plassche, 2001; Daly et al., 2007) over the last 3000 years.	118
Figure IV-3 : A. Wave direction versus significant wave height ($H_{1/3}$ in meters) at a buoy south of Saint-Pierre Island (in 2012). B. Rose diagram of mean daily wind velocity (km/h) at Saint-Pierre Island (Météo France database from 1998 to 2012).	118
Figure IV-4 : The Miquelon-Langlade Barrier. A. Aerial photo showing the beach-ridge plain with the eastward (S_E) and south-westward (S_W) prograding systems (photograph. by N. Robin). The contact between the systems is delineated by the dashed line. B. Field photo during the GPR survey. Data collection is with a 500 MHz Mala GPR antenna on a ridge of the plain (photograph. by T. Vergoz © CNRS Images).	119
Figure IV-5 : A. Digital elevation model of the Miquelon-Langlade Barrier, projected in planar projection UTM Zone 21N, with location and ages of OSL samples noted. B. Delineation of beach-ridge sets (U_A to U_F) and shore- normal topographic profiles across ridge sets. Dashed lines represent the location of the representative topographic profiles given to the right. Gray lines indicate locations of GPR profiles given in Figs. 7, 9, 10 and 11. Elevation is given in meter above mean sea-level (amsl).	120
Figure IV-6 : Stratal terminations and radar facies (reflectors pattern, description and interpretation) within the Miquelon-Langlade beach-ridge plain (25 ns = 1.5 m depth).	121
Figure IV-7 : Section across U_B - U_A - U_C - U_F showing profiles (A.) 744, (B.) 735-736-737 and (C.) 865 acquired with the 100 MHz and the 200 MHz frequency GPR antennae. GPR data are given in nanosecond (ns) two-way travel time (TWTT) and elevations are with reference to msl. Processed (top), reflection-traced (middle) and interpreted (bottom) versions of the profiles are	

- shown. Interpreted profiles indicate the aggradational and progradational patterns. Crests of each beach ridge, reflective terminations, names of units and sub-units are identified. D. 3D topographic DEM with the location of each profile. 125
- Figure IV-8 :** Section in the seaward extension of U_F (GPR Profile 735, 100 MHz antenna, Fig. IV-7) showing the modern mixed sand and pebble beachface and berm. The nature of the modern beach is illustrated by photographs, topographic data and augers. Elevations are with reference to msl. 126
- Figure IV-9 :** Section across U_D - U_E showing profiles (A.) 717-718 and (B.) 719 respectively acquired with 100- and 500-MHz frequency GPR antennae. GPR data are given in nanosecond (ns) two-way travel time (TWTT) and elevations are with reference to msl. Processed (top), reflection-traced (middle) and interpreted (bottom) versions of the profiles are shown. Interpreted profiles indicate the aggradational and progradational patterns. Beach-ridge crests, reflective terminations, and names of units and sub-units are each identified. C. Log of auger cores collected into units UD (0.8 m depth, on OSL-7) and UE (1.4 m depth). D. Three-dimensional topographic DEM with the location of profiles and augers, and the demarkation of beach ridges crests. 127
- Figure IV-10 :** A. Three-dimensional, reflection-traced fence diagram showing the basal unit BU_3 , below ridge unit U_F . Diagram derived from profiles 722, 780, 781, 782, and 787, each acquired with a 100 MHz frequency GPR antenna. Profile locations shown in inset. B. Interpreted close-up of GPR profile crossing showing orthogonal true-dips of units U_F and BU_3 129
- Figure IV-11 :** High-resolution image of a single ridge of unit U_D (westward prograding unit, profile 721), acquired with a 250 MHz frequency GPR antenna. Processed (top), and interpreted (bottom) versions of the profile are shown. 130
- Figure IV-12 :** Superposition of GPR main reflections for the eastward (U_A , U_C and U_F) and westward (U_B and U_D) prograding systems. 130
- Figure IV-13 :** Graphic core log, facies photographs and associated grain-size distributions from Core-1 and -2 (location shown in Fig. 2B). Beach ridges are composed of mixed coarse sand (0.315 mm) and pebble facies. Here, the beach ridges are overtopped with well-sorted sand (0.2 mm) of the Buttereaux parabolic dunes (core-2) and/or soil. 131
- Figure IV-14 :** Examples of internal sedimentary structure of beach ridges with A. landward- and seaward- dipping beds and B. seaward-dipping beds (Modified from Carter (1986)). 136
- Figure IV-15 :** A. Proposed formation scheme of the mixed sand-and-pebble beach ridges of the Miquelon-Langlade beach-ridge plain. (msl: mean sea level; mshcw: maximum swash height of constructive wave). B. Internal architecture pattern for the Miquelon-Langlade plain, derived from detailed subsurface imagery provided by 100 MHz and C. 250 MHz GPR antennae. 138

TABLEAUX

- Table IV-1 :** Synthesis of beach-ridge features, radar and sedimentary characteristics for the eastward (S_E) and south-westward (S_W) progradational systems. 120
- Table IV-2 :** Results of optically stimulated luminescence (OSL) dating of sediment samples from the Miquelon-Langlade Barrier: concentration of natural radionuclides (U, Th and K), equivalent doses (D_e), dose-rates and OSL ages (in bold). 122
- Table IV-3 :** Synthesis table of the diversity in beach-ridge systems across the world: sediment composition (sand, mixed, gravel), processes influencing their formation, their internal architecture characteristics and dip-angle internal reflections. N/A: information not available; BR: beach ridge. 134

Chapitre V

FIGURES

- Figure V-1 :** A. and B. Location map of the Saint-Pierre-et-Miquelon Archipelago and beach-ridge plain. C. Digital elevation model (DEM) of the plain and showing the planform delineation (gray dash line) of beach-ridge units U_A - U_F (Billy et al., 2014) that compose two, oppositely prograding beach-ridge systems S_W and S_E . D. Topographic profiles (TP) across westward- (U_B and U_D) and eastward- (U_A , U_C , U_F) prograding beach-ridge systems. OSL: optically stimulated luminescence; amsl: above mean sea level. 157
- Figure V-2 :** Relative sea-level curves since the ice retreat at Saint George's Bay, Newfoundland (modified from Bell et al., 2003). MHW: mean high water. 158
- Figure V-3 :** Map of the Miquelon-Langlade Barrier and nearshore areas showing the distribution of sand and hard bottom in the nearshore zone, and the onshore extent of ground moraine till covering subaerial portions of the bedrock-cored island. White areas are undefined. Arrows denote dominant longshore sediment transport directions. Modified from: Robin (2007); Billy et al. (2013); Robin et al. (2013) and Gouletquer et al. (2011) 158
- Figure V-4 :** A. Locations of three basal units identified underlying the Miquelon-Langlade beach-ridge plain. Interpreted GPR profiles showing BU_1 (B.), BU_2 (C.) and BU_3 (D.) are followed by three-dimensional interpretive views of their formation and their role in the development of the overlying beach-ridge units. Chronology is provided by optically stimulated luminescence dating 163
- Figure V-5 :** Raw (top) and interpreted (bottom) GPR profile across a west-east section through beach-ridge units U_B , U_A , U_C and U_F (GPR profiles 735-736-737, acquired with a 100 MHz antenna; profiles are located on Fig. 4). Wave-built facies (mixed sand-and-pebbles, in gray) are covered either by peat or aeolian sand (grain size mode: 0.2 mm) deposits (U_D , in white) (Modified from Billy et al. (2014)). 164
- Figure V-6 :** Overall progradation pattern of the beach-ridge plain, showing estimated progradation rates of each A) eastward (continuous (Scenario 1) and variable (Scenario 2) progradation rates with time) and B) westward (U_D only) prograding units. Each square represents a single beach ridge. Vertical bars correspond to OSL dates with their error margin for wave-built facies (in color) and aeolian sand deposits (oblique gray lines). Gray envelopes correspond to likely ranges in shoreline positions at any given time. 165
- Figure V-7 :** Cross section of the eastward-prograding system S_E across units U_A , U_C and U_F showing: (1) the interface between the upper foreshore and aeolian deposits (gray bold line); (2) the maximum elevation of wave-built deposits for each ridge (thin gray line with dark points), which is subtracted from D_{amsl} in order to reconstruct (3) relative sea-level trends coeval with ridge formation (dark bold line). Dated ridges are noted by small dark circles. The gray area corresponds to the elevation uncertainty of ± 0.40 m in the elevation. 167
- Figure V-8 :** Relative sea-level trends from south Newfoundland at Placentia (Daly et al., 2007) and Port-au-Port Peninsula (Brookes and Stevens, 1985; Wright and Van de Plassche, 2001; Daly et al., 2007); modified from (Daly et al., 2007). Dark triangles represent estimated mean paleo-sea-levels at locations of OSL dates at SPM. Red dash line is the proposed RSL curve for Miquelon-Langlade Barrier. Numbers 1-6 referred to the phase of formation of the Miquelon-Langlade plain (Figs. 9 – 15). 167
- Figure V-9 :** Evolutionary model for the Miquelon-Langlade beach-ridge plain: Stage 1 is the initial state of transgressive barrier growth prior to development of the beach-ridge plain (> 3000 yrs

BP). Light gray dashed lines correspond to the position of the modern beach-ridge plain. Note: BU is the "basal unit".	169
Figure V-10 : Section view of the conceptual formation of the eastward prograding system (S_E) of the Miquelon-Langlade beach-ridge plain, showing the ridge topography increasing in elevation in a seaward direction, the rise in RSL and lagoon level, the flooding of U_A , and the formation of peat deposits over the last 3000 years	170
Figure V-11 : Evolutionary model for the Miquelon-Langlade beach-ridge plain: Stage 2 is defined by the initiation of beach-ridge units U_A and U_B (3000-2400 yrs BP). Light gray dashed lines correspond to the position of the modern beach-ridge plain.	171
Figure V-12 : Evolutionary model for the Miquelon-Langlade beach-ridge plain: Stage 3 is defined by the development of beach-ridge units U_A and U_B (2400-1800 yrs BP).	172
Figure V-13 : Evolutionary model for the Miquelon-Langlade beach-ridge plain: Stage 4 (1800-800 yrs BP) is first defined by the initiation and development of U_C , and then, by the initiation of beach-ridge units U_D and U_E .	173
Figure V-14 : Evolutionary model for the Miquelon-Langlade beach-ridge plain: Stage 5 (800-500 yrs BP) is first defined by the erosion of U_C , the cannibalization of U_A , and the development of U_D and U_E , and then, by the initiation of progradation of beach-ridge unit U_F .	174
Figure V-15 : Evolutionary model for the Miquelon-Langlade beach-ridge plain: Stage 6 is the current barrier / beach-ridge plain.	176
Figure V-16 : Change in area of the Miquelon-Langlade beach-ridge plain over the last 2600 years. Lines represent the corresponding area of each the eastward- (S_E : 3.8 km ²) and westward- (S_W : 1.1 km ²) prograding systems, and the sum of these two areas (Total: 4.9 km ²) over the period of progradation.	183

TABLEAUX

Table V-1 : Optically stimulated luminescence ages, concentration of natural radionuclides (U, Th and K), equivalent dose (D_e), dose-rate, depth of sample and corresponding unit within the Miquelon-Langlade beach-ridge plain. Note that units $U_{A/Z}$, $U_{B/Z}$, $U_{C/Z}$ and $U_{E/Z}$ are aeolian deposits overtopping individual beach ridges.	161
Table V-2 : Synthesis of beach-ridge geomorphologic characteristics (Modified from Billy et al. (2014)) (*: Mean value, representative of the unit).	162
Table V-3 : Estimates of ridge progradation rates for beach-ridge units within the Miquelon-Langlade beach-ridge plain. Rates are given in years per ridge and meters per 100 years (Sc.: Scenario of progradation following Fig. V-6; dates are given in BP (Before Present) and recent date referee to CE, Common Era).	168

Chapitre VI

FIGURES

Figure VI-1 : A. Localisation de l'Archipel de Saint-Pierre-et-Miquelon au nord-ouest de l'Océan Atlantique dans le Golfe du Saint-Laurent. B. Carte topo-bathymétrique (m) de l'archipel et localisation des principales zones de moraines à terre (figuré noir) et des principales barrières littorales (orange).	196
--	-----

- Figure VI-2 :** Photographies d'un front de moraine en érosion au sud-ouest de Miquelon (localisation Fig. VI-1) et courbe granulométrique d'un échantillon de moraine (fraction tamisée entre 2 mm et <0.05 mm ; pourcentage par classe en gris et cumulé sur la courbe noir). 197
- Figure VI-3 :** Carte de la répartition sédimentaire de surface sur l'avant côte des façades Est et Ouest de la barrière de Miquelon-Langlade. 198
- Figure VI-4 :** Localisation de l'ensemble des profils sismiques (gris) des deux transects géophysiques mer-terre-mer (vert clair et foncé) et des profils illustrés dans les figures suivantes (violet, orange et bleu). 198
- Figure VI-5 :** Courbe de l'évolution du RSL pour le sud-est de Terre-Neuve (d'après Bell et al. (2003)) soulignant les périodes supposées de dépôts des différentes unités sismiques observées sur l'archipel lors de la chute du RSL (FSST : falling stage system tract), du bas niveau marin (LST : lower system tract), de la hausse du RSL (TST : transgressive system tract ; unités LU, MU et la proto barrière) et le haut niveau marin (HST : high system tract, UU et la barrière actuelle).... 199
- Figure VI-6 :** Représentation (3D) de la forme du substrat rocheux (bedrock) le long de la façade est de la barrière (profondeur en mètre). 200
- Figure VI-7 :** Répartition spatiale des unités sismiques FSST (en bleu), LU (en rouge), MU (en violet) et UU (en jaune) et l'épaisseur des unités LU, MU et UU. 202
- Figure VI-8 :** Continuum géophysique de la barrière de Miquelon-Langlade représentant le transect Mer-Terre-Mer n°1 (localisation Fig. VI-1). Les profils GPR et sismiques, bruts (en haut) et interprétés (en bas), représentent une vision Ouest-Est des dépôts émergés (beach ridges) et immergés au centre de la barrière. Quatre unités reposent sur le substratum rocheux (bedrock) : FSST (Falling Stage System Tract), LU (Lower Unit), MU (Middle Unit) et UU (Upper unit). L'unité supérieure UU étant le prolongement des beach ridges à terre (U_D et U_E). Les limites inférieures des unités et le toit du bedrock n'étant pas visibles sur l'ensemble du transect, leur positions supposées sont décrites en pointillée associés d'un point d'interrogation et d'un figuré de couleur dégradée. 203
- Figure VI-9 :** C ontinuum géophysique de la barrière de Miquelon-Langlade représentant le transect Mer-Terre-Mer n°2 (localisation Fig. VI-1). Les profils GPR et sismiques, bruts (en haut) et interprétés (en bas), représentent une vision Ouest-Est des dépôts émergés (beach ridges) et immergés de la barrière. Quatre unités reposent sur le substratum rocheux (bedrock) : FSST (Falling Stage System Tract), LU (Lower Unit), MU (Middle Unit) et UU (Upper unit). L'unité supérieure UU étant le prolongement des beach ridges à terre (U_B , U_A , U_C et U_F). Les limites inférieures des unités et le toit du bedrock n'étant pas visibles sur l'ensemble du transect, leur positions supposées sont décrites en pointillée associés d'un point d'interrogation et d'un figuré de couleur dégradée..... 205
- Figure VI-10 :** Zoom de l'extrémité des profils sismiques des transects n°1 (A.) et n°2 (B.) au niveau de la transition entre les unités FSST (falling stage system tract, en bleu) et LU (en rouge). Le toit de FSST (entre -20 et -25 m) est une surface d'érosion qui serait le résultat du dernier bas niveau marin. 206
- Figure VI-11 :** Profils sismiques bruts (en haut) et interprétés (en bas) enregistrés le long de deux sections Sud-Nord (longitudinales ; AA' et BB') à l'Est de la barrière. Trois unités sismiques recouvrent le substrat rocheux et représentent les dépôts induits par la transgression marine: LU ('lower unit' en rouge), MU ('middle unit' en violet) et UU ('upper unit' en jaune), qui correspondent respectivement à l'unité la plus profonde, intermédiaire et supérieure du cortège. 207

Figure VI-12 : Zoom au niveau de la jonction des profils sismique et géo-radar du transect n°2 (Fig. VI-9). Le trait en pointillé rouge montre la connexion entre la base des beach ridges (à terre) et la base de l'unité UU (en mer), seul une zone blanche d'environ 250 m n'est pas imagée.	209
Figure VI-13 : Localisation de l'extension du chenal actif du Goulet (rouge) et vision en coupe via deux profils sismiques (bruts en haut et interprétés en bas) GG' et HH'.	210
Figure VI-14 : Localisation et vision en coupe des paléo-chenaux le long de la façade Est au centre de la barrière. Les profils sismiques (bruts en haut et interprétés en bas) permettent de visualiser les paléo-incisions des chenaux au travers les unités UU en jaune) et MU (en violet) et leur comblement via un profil transversal (CC') et de trois sections longitudinales (DD', EE' et FF').	211
Figure VI-15 : Profil sismique brut (en haut) et interprété (en bas) enregistré le long d'une section transversale (II') ouest-est, au sud de la barrière le long de la façade est représentant l'unité UU recouvrant le substrat rocheux (localisation Fig.VI-4).	212
Figure VI-16 : Modèle numérique de terrain topographique (m) et ortho-photo (© IGN 2005) de la barrière de Miquelon-Langlade découpées en trois secteurs (nord, centre et sud).	214
Figure VI-17 : Photographies des morphologies présentes sur le secteur Nord. Vues aériennes A. des Butteaux (Nord-ouest) et B. de la flèche de Cacaois (Nord-est), ainsi que des photographies illustrant les systèmes dunaires les recouvrant (Clichés N. Robin).	215
Figure VI-18 : Photographies des morphologies présentes sur le secteur Sud de l'Isthme (lacs, beach ridges et dunes éoliennes, A. cliché N. Robin et B ortho-photo © IGN 2005).	217
Figure VI-19 : Estimation du volume des dépôts sédimentaires constituant la barrière de Miquelon-Langlade, répartis en fonction de leur localisation sur la barrière.	218
Figure VI-20 : Répartition des classes granulométriques des sédiments (taille des grains en mm) comprenant les dépôts de moraines à large spectre (source sédimentaire), les beach ridges, les sables éoliens et de l'avant-côte (pourcentage par classe en gris et cumulé sur la courbe noire).	219
Figure VI-21 : Potentiel d'extension des moraines avant leur démantèlement en fonction de la géométrie de l'avant-côte (modifiée depuis la Fig. VI-1B). Entre les îles aucunes informations ne nous permettent d'affirmer ou d'infirmer la présence d'anciens dépôts morainiques.	220
Figure VI-22 : Estimation relative du taux de production sédimentaire à Saint-Pierre-et-Miquelon depuis la dernière période glaciaire, mettant en évidence la période de dépôt, d'érosion et de remaniement des moraines (source primaire) et l'érosion des dépôts littoraux (source secondaire) permettant la formation de la barrière actuelle (adapté pour l'archipel d'après le schéma de Church and Ryder (1972), Ballantyne (2002) et Hein et al. (2014)).	221
Figure VI-23 : Synthèse de la disparité spatiale des modèles stratigraphiques de la barrière de Miquelon-Langlade illustrant les zones progradantes et rétrogradantes ainsi que leur extension en mer.	224

TABLEAUX

Tableau VI-1 : Synthèse des faciès sismiques (cette étude) et radars (Chapitre IV, Billy et al. (2014)).	201
--	-----

Chapitre VII

FIGURES

- Figure VII-1 :** Représentation des zones émergées au niveau de l'archipel (1) lors de la libération des glaces il y a 13 700 ans (RSL + 45 m msl) et (2) lors du bas niveau après la chute du RSL (10 500-8 000 BP ; RSL à -25 m msl). 234
- Figure VII-2 :** Schéma représentant les zones émergées lors du bas niveau marin (10 500 – 8000 BP), la zone théorique d'abrasion marine (entre -25 et -20 m msl, zone avec les figurés noirs), l'extension spatiale de l'unité FSST (cortège régressif) à l'est, et la topographie du substrat rocheux. Le substrat, en plan (en mètres par rapport au niveau de la mer actuel) et en coupe (aa') forme une zone plus élevée (arête) au centre. À l'est l'isobathe en pointillés représente la limite supposée à -15 m du substrat et met en avant sa forme en cuvette..... 235
- Figure VII-3 :** Schéma de l'évolution de la zone entre les îles de Miquelon et Langlade lors de la remontée du niveau relatif de la mer jusqu'à environ -10 m msl (8000 – 5000 BP). Les zones entre -25 et -10 m msl sont inondées, le substrat rocheux est en partie émergé dans ces zones les plus hautes, et l'unité LU (Lower Unit) se dépose au-dessus du substrat rocheux, à cause de sa forme en cuvette, et de la FSST le long de la façade est. 236
- Figure VII-4 :** Schéma de l'évolution de la zone entre les îles de Miquelon et Langlade lors de la remontée du niveau relatif de la mer jusqu'à environ -3 m msl (5000 – 3000 BP). Les zones entre -10 et -3 m msl sont inondées et le substrat rocheux totalement submergé, permettant ainsi les échanges entre les deux façades. Une flèche se développe au nord-ouest, accrochée à Miquelon. Ces dépôts sont probablement en connexion avec les hauts-fonds (shoals, unité basale radar) et l'unité MU (Middle Unit) qui se dépose au-dessus de LU le long de la façade est. Le développement de dépôts littoraux (de type cordons littoraux) s'amorce également au nord-est et au sud..... 237
- Figure VII-5 :** Schéma de l'évolution de la zone entre les îles de Miquelon et Langlade lors du ralentissement de l'augmentation du niveau relatif de la mer de -3 m jusqu'au niveau actuel (HST, cortège de haut niveau marin entre 3000 BP et aujourd'hui). La majeure partie de la barrière émergée se met en place, notamment par le développement de vastes systèmes de beach ridges. Ces dépôts sont en connexion avec l'unité UU (Upper Unit) de chaque côté de la barrière. L'unité UU se dépose au-dessus de MU le long de la façade est et au-dessus du substrat rocheux à l'ouest. À l'est sa formation est conditionnée par la présence de l'embouchure tidale centrale. Dans la phase terminale de formation de la barrière, les deux extrémités de la barrière sont connectées, stoppant les échanges entre les deux façades maritimes, et le trait de côte est remodelé pour obtenir sa forme curvilinéaire actuelle. L'évolution du trait de côte depuis 1949 (depuis la Fig. II-20 ; d'après Robin et al. (2013)) le long de la barrière montre à la fois des signes de progradation, de rétrogradation et de stabilité..... 239
- Figure VII-6 :** Modèle d'évolution des barrières paraglaciaires (Forbes et al., 1995a) appliqué aux différents systèmes que constitue la barrière de Miquelon-Langlade : la barrière NO (rouge), NE (vert), la plaine de beach ridges (bleu) et leur possible évolution future (orange). 243
- Figure VII-7 :** Carte de la barrière de Miquelon-Langlade pointant les zones susceptibles d'être inondées (bleu) ou la création de brèches (orange) et la zone NO fortement rétrogradante (rouge) dans le cadre d'une évolution future de la barrière dans un contexte d'augmentation du RSL et de carence sédimentaire..... 245

ANNEXE

Index des Annexe

Annexe 1 : Cartes Historiques de l'archipel

Annexe 2 : Tableaux de l'ensemble des datations OSL

Annexe 3: Article Billy et al., 2013, Journal of Coastal Research, Special Issue 65:

BARRIER SHORELINE EVOLUTION CONSTRAINED BY SHOREFACE SEDIMENT RESERVOIR AND SUBSTRATE

CONTROL:

THE MIQUELON-LANGLADE BARRIER, NW ATLANTIC

Annexe 4: Article Billy et al., 2014, Marine Geology, Volume 357, p.53-71:

BARRIER INTERNAL ARCHITECTURE OF MIXED SAND-AND-GRAVEL BEACH RIDGES:

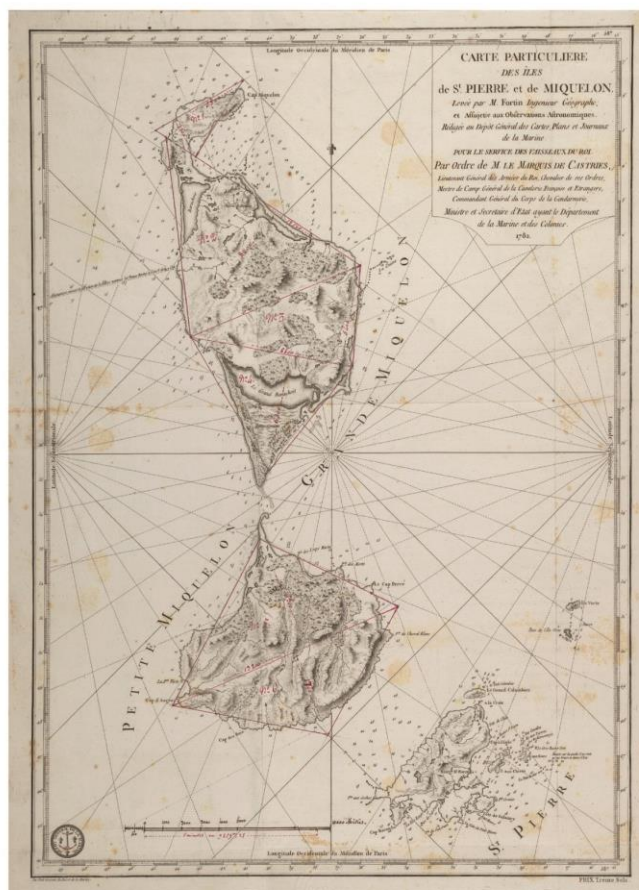
MIQUELON-LANGLADE BARRIER, NW ATLANTIC

Annexe 5 : Carte sédimentaire de Goulletquer et al (2011)

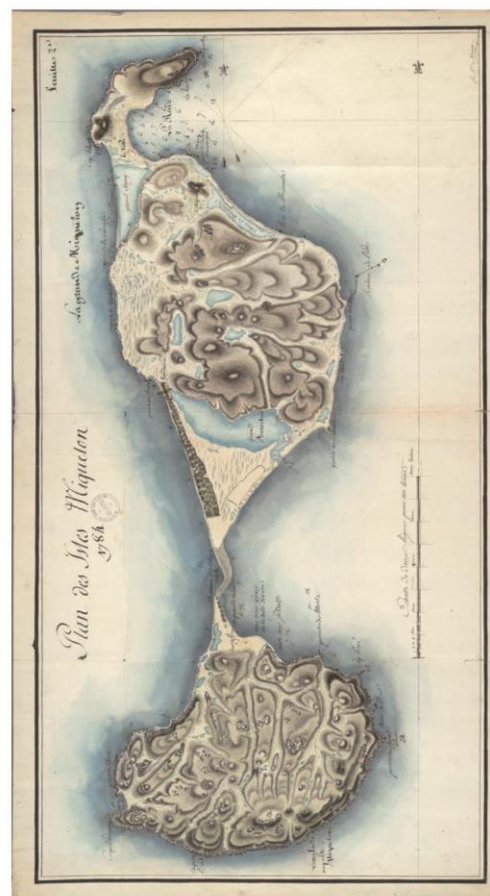
Annexe 6 : Carottes sédimentaires (photos-granulométrie)

Annexe 1 : Cartes historiques de l'archipel

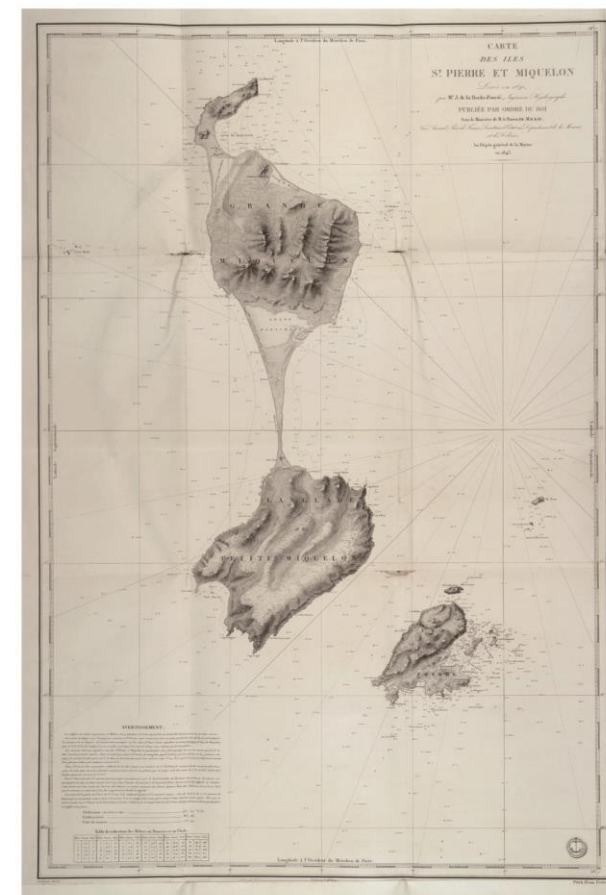
FORTIN 1782



DE KERVEGAN 1784



DE LA ROCHE POINCIE 1841

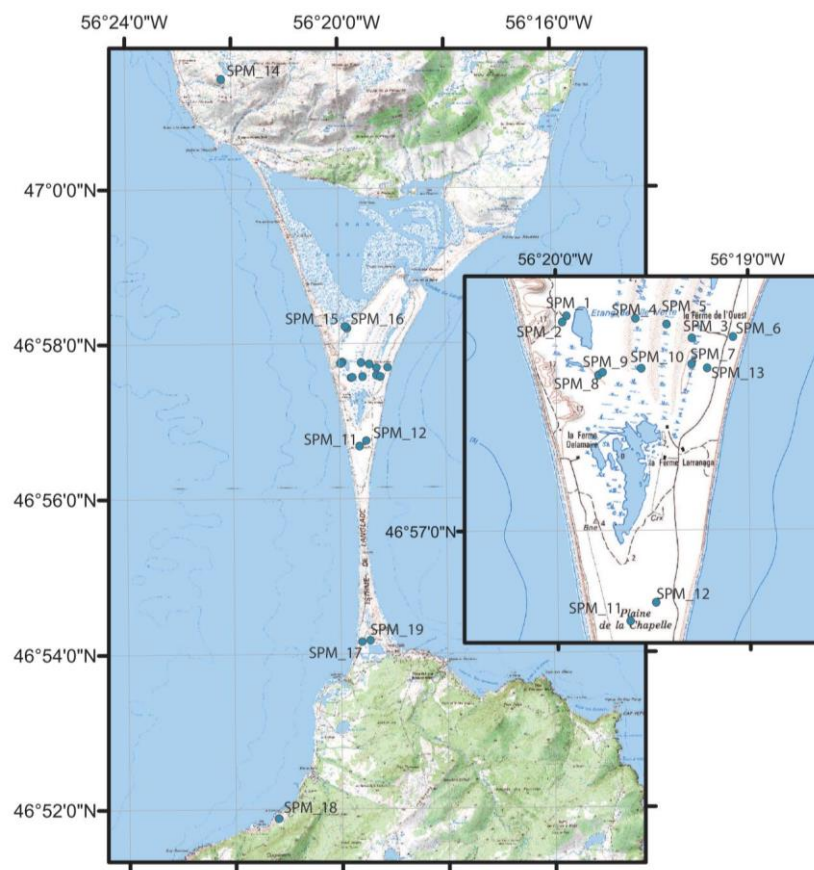


Annexe 1 : Cartes historiques de l'Archipel de Saint-Pierre et Miquelon par Fortin (1782), De Kervegan (1784) et De La Roche Poincie (1841) représentant fermeture de l'isthme de Miquelon-Langlade.

Annexe 2 : Tableaux de l'ensemble des datations OSL

Annexe 2 : Tableau synthétique des résultats de l'ensemble des datations OSL (19 échantillons) résumant la concentration des radionucléides (U, Th et K), la dose équivalente (D_e), la dose rate et l'âge estimé par luminescence. Les échantillons sont identifiés par leur code de prélèvement (field code : SPM_1-19, références de la carte de localisation ci-dessous), et par les code utilisés dans les chapitres IV et V (Code : OSL-1-13) ainsi que les unités radars correspondantes (Unit).

Field Code	Code	Unit	²³⁸ U (ppm)	²³² Th (ppm)	⁴⁰ K (%)	D_e (Gy)	Dose Rate (Gy/ka)	Depth (m)	Luminescence Age (a)
SPM_1	OSL-1	U _A	1.44 ± 0.12	5.51 ± 0.07	1.33 ± 0.03	4.72 ± 3.37	1.98 ± 0.09	0.30	2400 ± 500
SPM_2	OSL-2	U _B	1.41 ± 0.16	4.86 ± 0.07	1.37 ± 0.03	2.55 ± 1.08	1.91 ± 0.08	0.30	1340 ± 240
SPM_9	OSL-3	U _{A/Z}	1.02 ± 0.13	4.92 ± 0.07	1.45 ± 0.03	1.23 ± 0.16	2.10 ± 0.07	0.53	590 ± 80
SPM_5	OSL-4	U _C	1.16 ± 0.15	4.99 ± 0.07	1.35 ± 0.03	2.61 ± 0.97	1.81 ± 0.09	0.40	1440 ± 220
SPM_7	OSL-5	U _{C/Z}	1.54 ± 0.16	4.95 ± 0.08	1.39 ± 0.03	0.84 ± 0.12	2.12 ± 0.07	0.50	400 ± 60
SPM_13	OSL-6	U _F	1.10 ± 0.21	5.58 ± 0.10	1.40 ± 0.03	1.08 ± 0.39	2.14 ± 0.07	0.37	500 ± 180
SPM_11	OSL-7	U _D	1.23 ± 0.12	5.88 ± 0.08	1.44 ± 0.03	1.67 ± 0.36	2.33 ± 0.06	0.43	720 ± 160
SPM_8	OSL-8	U _{B/Z}	0.87 ± 0.12	4.30 ± 0.06	1.53 ± 0.03	2.0 ± 0.27	2.08 ± 0.08	0.43	960 ± 140
SPM_4	OSL-9	U _{A/Z}	1.12 ± 0.13	4.60 ± 0.06	1.41 ± 0.03	1.70 ± 0.88	1.91 ± 0.03	0.30	890 ± 130
SPM_10	OSL-10	U _{C/Z}	1.23 ± 0.12	4.62 ± 0.06	1.38 ± 0.03	1.42 ± 0.20	2.06 ± 0.07	0.53	690 ± 100
SPM_3	OSL-11	U _C	0.96 ± 0.22	4.91 ± 0.09	1.39 ± 0.03	2.56 ± 1.32	1.90 ± 0.09	0.30	1350 ± 240
SPM_6	OSL-12	U _F	1.10 ± 0.16	4.97 ± 0.07	1.35 ± 0.03	1.10 ± 0.72	1.94 ± 0.08	0.35	570 ± 100
SPM_12	OSL-13	U _{E/Z}	1.24 ± 0.16	5.14 ± 0.07	1.44 ± 0.03	0.86 ± 0.14	2.20 ± 0.06	0.30	390 ± 90
Datation hors zone d'étude									
SPM_14	Carrière Nord		0.89 ± 0.14	4.51 ± 0.07	1.48 ± 0.03	0.89 ± 0.23	2.15 ± 0.07	0.40	420 ± 110
SPM_15	Dune éolienne		0.92 ± 0.12	4.50 ± 0.06	1.48 ± 0.03	0.98 ± 0.18	2.12 ± 0.07	0.60	460 ± 90
SPM_16	Dune éolienne		1.20 ± 0.16	5.40 ± 0.08	1.38 ± 0.03	1.11 ± 0.21	2.18 ± 0.07	0.60	510 ± 100
SPM_17	Dune éolienne		1.43 ± 0.21	5.83 ± 0.10	2.09 ± 0.04	0.72 ± 0.11	2.82 ± 0.07	1.05	260 ± 40
SPM_18	Cuquemel		0.97 ± 0.15	4.04 ± 0.07	1.48 ± 0.03	0.74 ± 0.09	1.88 ± 0.07	0.40	390 ± 50
SPM_19	Dune éolienne		0.89 ± 0.14	4.51 ± 0.07	1.48 ± 0.03	0.89 ± 0.23	2.15 ± 0.07	0.40	420 ± 110



Annexe 3 : Billy et al., 2013



*Ce chapitre correspond à un article soumis dans la revue
Journal of Coastal Research
Special Issue 65
Et accepté pour publication le 6 mars 2013*



TITRE ORIGINAL :

BARRIER SHORELINE EVOLUTION CONSTRAINED BY SHOREFACE SEDIMENT RESERVOIR AND SUBSTRATE CONTROL: THE MIQUELON-LANGLADE BARRIER, NW ATLANTIC

Julie BILLY¹, Nicolas ROBIN¹, Raphaël CERTAIN¹, Christopher HEIN², and Serge BERNÉ¹

(4) Université de Perpignan Via Domitia, CEFREM UMR-CNRS 5110, 52 Avenue Paul Alduy, 66860 Perpignan Cedex, France

(5) Woods Hole Oceanographic Institution, Department of Marine Chemistry and Geochemistry, MS#4, Woods Hole, MA 02543, USA

In: Conley, D.C., Masselink, G., Russell, P.E. and O'Hare, T.J. (eds.), *Proceedings 12th International Coastal Symposium* (Plymouth, England), *Journal of Coastal Research*, Special Issue No. 65, v.2, 2089-2094, ISSN 0749-0208. DOI : 10.2112/SI65-353; http://ics2013.org/papers/Paper4036_rev.pdf

Barrier shoreline evolution constrained by shoreface sediment reservoir and substrate control: The Miquelon-Langlade Barrier, NW Atlantic

Julie Billy[†], Nicolas Robin[†], Raphaël Certain[†], Christopher Hein[‡] and Serge Berné[†]

[†] CEFREM, UMR CNRS 5110,
Université de Perpignan Via Domitia,
52, Avenue Paul Alduy,
66860 Perpignan Cedex, France
juliebilly@gmail.com
nicolas.robin@univ-perp.fr

[‡] Woods Hole Oceanographic Institution,
Department of Marine Chemistry and
Geochemistry, MS#4, Woods Hole, MA
02543, USA



www.cerf-jcr.org



www.JCRonline.org

ABSTRACT

Billy, J., Robin, N., Certain, R., Hein, C. and Berné, S., 2013. Barrier shoreline evolution constrained by shoreface sediment reservoir and substrate control: the Miquelon-Langlade Barrier, NW Atlantic. In: Conley, D.C., Masselink, G., Russell, P.E. and O'Hare, T.J. (eds.), *Proceedings 12th International Coastal Symposium* (Plymouth, England), *Journal of Coastal Research*, Special Issue No. 65, pp. 2089-2094, ISSN 0749-0208.

The Saint-Pierre-et-Miquelon Archipelago (France) is located in the NW Atlantic Ocean, proximal to the Cabot Strait outlet of the Gulf of Saint-Lawrence, and 50 km south of Newfoundland (Canada). The Miquelon-Langlade Barrier is a 12-km-long, 100-2500-m-wide, north-south-oriented isthmus connecting two bedrock islands (Miquelon to the north; Langlade to the south). This study aims to improve our understanding of shoreface-shoreline sediment exchange processes by comparing medium-term (1949-2011) shoreline changes, determined from aerial photographs and differential GPS data, with total shoreface sediment reservoir volumes estimated using seismic along the west coast of the Miquelon-Langlade Barrier. Spatial variability between the northern and southern sectors of the study site are seen both in the volumes of shoreface sedimentary reservoirs and in multi-decadal shifts of the shoreline position. The northern region has the lowest shoreface sediment volume and the highest rate of shoreline retrogradation. By contrast, the center and southern regions contain the largest volume of sediment in the shoreface and have demonstrated either long-term stability or progradation. This study demonstrates the primary roles of geological control and the distribution of shoreface sediments in local shoreline change at multi-decadal time scales. The sedimentary reservoir, in conjunction with shoreline-monitoring studies and knowledge of transport patterns, may provide a good alternative proxy.

ADDITIONAL INDEX WORDS: *Sedimentary shoreface reservoir, Shoreface/shoreline sediment exchange, Limited sediment supply, Bedrock influence, Saint-Lawrence Estuary, Mixed sand-and-gravel beach.*

INTRODUCTION

Barriers are depositional sedimentary features associated with a wide range of morphologies (e.g., barrier islands, barrier spits, welded barriers) that are found along coasts throughout the world (e.g., Davis and FitzGerald, 2004; Otvos, 2012; Stutz and Pilkey, 2011). Broadly speaking, barriers form via the accretion of sediment sourced from the shoreface or updrift deposits and transported landward or alongshore by waves, currents and aeolian processes. Barrier formation and long-term stability are influenced by sediment supply, bathymetry, tectonics, storms, anthropogenic activity and sea-level changes (e.g., Anthony and Blivi, 1999; Curray, 1964; FitzGerald and Heteren, 1999; Otvos, 2012; Riggs, Cleary and Snyder, 1995; Stutz and Pilkey, 2011). The processes responsible for the formation of coastal barriers have received a great deal of attention over the last 150 years (e.g., Stutz and Pilkey, 2011). Their fragility (low elevations, potential for remobilization of easily-erodible unconsolidated deposits, etc.), potential for anthropogenic modifications (tourism, economic development, etc.) and ecological importance underlie the importance of studying variability within these systems at

short (annual- to decadal-) time scales. Generally, such studies have focused primarily on the processes and localized impacts of barrier overwash (Morton and Sallenger, 2003; Stone *et al.*, 2004), rather than the broader shoreline dynamics of barrier coasts.

Barrier systems can be divided into three morphologic zones: (1) the shoreface, defined as sub-tidal active zone with shallow-marine depositional system, (2) the barrier shoreline, consisting of the intertidal zone, beach-face, aeolian dunes, and washover deposits, and (3) the back-barrier, primarily composed of tidal flats, tidal creeks, marshes and/or lagoons. The study focuses on the interaction between the two first regions, i.e., the shoreface and the shoreline.

Shoreline dynamics can be understood through a variety of indicators (position of the high-water line, vegetation line, bluff top, etc.; Boak and Turner (2005)). Shoreline position is determined by the net balance between sediment accretion (generally resulting in regression, or a seaward translation of the shoreline) and erosion (generally resulting in transgression, or a landward translation of the shoreline). This behavior is controlled by hydrodynamic processes (waves, wind, tides and currents) that act on a number of temporal and spatial scales.

DOI: 10.2112/SI65-353.1 received 07 December 2012; accepted 06 March 2013.

© Coastal Education & Research Foundation 2013

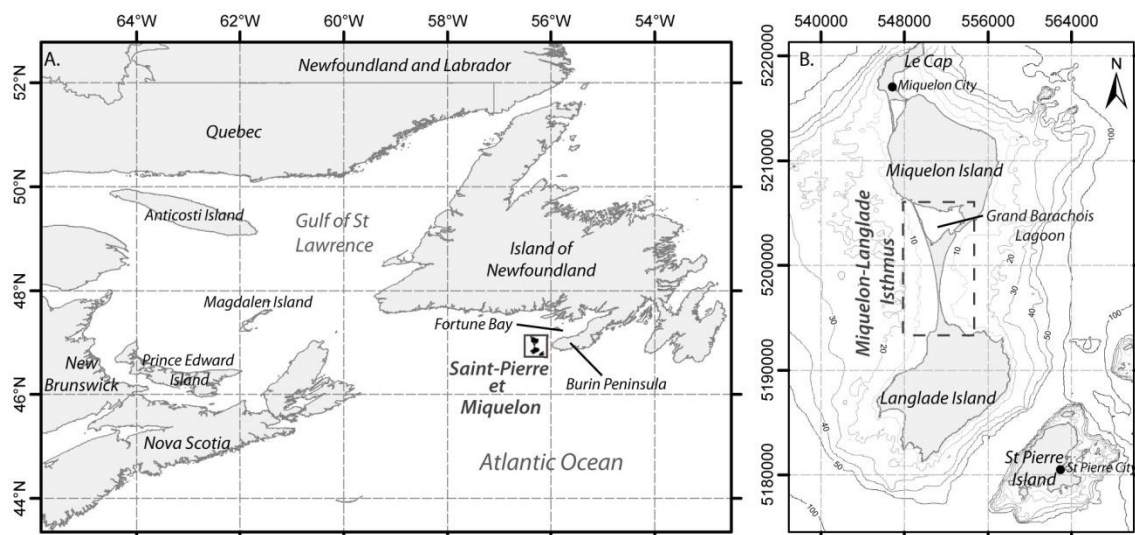


Figure 1. A) Location map of the Saint-Pierre-et-Miquelon Archipelago in the Gulf of Saint Lawrence (Canadian Atlantic). B) Detailed map of the Saint-Pierre-et-Miquelon Archipelago (planar projection UTM 21N). Bathymetric contours are in 10-m intervals.

Similarly, the shoreface, and notably the upper shoreface (dominated by surf-zone processes), is impacted by the same processes that act along the shoreline. Here, these forcings drive complex sediment transport in both longshore and cross-shore directions (e.g., Anthony, 2008; Short, 1999). Thus, the availability of new sediment from the shoreface must also be accounted for in the consideration of the drivers of shoreline evolution, notably in sediment-starved systems. Potential shoreface sediment reservoirs (Certain *et al.*, 2005) and the rates and directions of sediment fluxes between the shoreface and shoreline are therefore important parameters to quantify. Unfortunately, due to the tendency to compartmentalize studies and focus on either the shoreface or the shoreline, such attempts at integrated understanding are rare.

This paper describes the erosional-depositional trends that occur along the west coast of the Miquelon-Langlade Barrier. The goal is to demonstrate the impacts on decadal shoreline evolution of sediment flux between the shoreface sediment reservoir and the adjacent shoreline. In this study, the offshore limit of the shoreface defined as the limit of the sediment cover (~ 17 m depth max.). Due to the sediment-starved nature of this coastline, the influence of shoreface geology is also investigated. The approach employs both modern shoreline monitoring (a 62-year record along 12 km of coast) and the calculation of the sand volumes on the shoreface. Comparisons are made only of shoreline evolution and bathymetric changes (Schwab *et al.*, 2000; Schwarzer *et al.*, 2003); shoreface morphodynamics are not considered. The Miquelon-Langlade Barrier is an excellent area to address these problems due to its relatively undisturbed setting: there is no history of offshore sediment extraction or dredging, the coast is fully undeveloped, and coastal structures are, with one exception, largely absent.

STUDY SITE

The Saint-Pierre-et-Miquelon Archipelago (France) is located in the northern Atlantic Ocean (Fig. 1.A), proximal to the Cabot Strait outlet of the Gulf of Saint-Lawrence, < 50 km south of Newfoundland (Canada). This archipelago is formed by three islands (Fig. 1.B): Saint-Pierre, Miquelon and Langlade. The latter two are connected by a mixed gravel-and-sand isthmus to form a single landmass. This barrier system is located along a bedrock-dominated shelf and is distal to any fluvial sediment sources.

Sediment for construction of the isthmus was dominantly derived from local postglacial deposits (outwash sand cone and moraines) present throughout the archipelago.

This study is focused on the west coast of the Miquelon-Langlade Barrier, a 12-km-long, 50- to 2500-m-wide, north-south-oriented, Y-shaped isthmus (Figs. 1, 2). It is pinned at its northern and southern ends to subaerial bedrock. The northwestern section of the barrier is composed of a narrow (50-200 m wide) and high (up to 15-20 m) sand dune system, locally called "Les Buttereaux". The northeastern section of the barrier is composed of a sandy hooked spit, interrupted at its southern end by an active inlet that connects the sea to a 12 km² lagoon. The central and southern sections of the barrier are composed of well-developed, mixed sand-and-gravel beach ridge systems fronted by a modern foredune ridge. This section is lower in elevation, reaching only a few meters above mean sea level. The beach is composed of a mixed moderately-sorted sand (from south to north, mean grain size is between 0.16 and 0.50 mm) and gravel.

The beach slope is 6-16% and shoreface slope is 0.6-1%. During high wave energy events, wave swash can reach the dune foot. Tides along the Saint-Pierre-et-Miquelon Archipelago are semi-diurnal and microtidal, with a mean tidal range of 1.4 m at Saint-Pierre (Fig. 1). Mean annual waves have a height of 1.8 m and a period of 8.3 sec, as recorded at a buoy 6.1 km south of Saint-Pierre Island. The wave regime is dominated by regular, high-energy Atlantic swells from the west to south, with significant wave heights of 4-5 m and a maximum height of 8.4 m. Thus, the western shore of the barrier receives the dominant wave energy, whereas the eastern shore is largely protected by nearby Newfoundland, which limits fetch and wave energy. Winds are chiefly from the southwest to northwest with a mean annual velocity of 6.5 m/s (© Météo France database from 1998 to 2012). Storms, often in the form of subtropical depressions or the trailing edges of tropical cyclones, are frequent, and can induce wind gusts of up to 100-150 km/hr. Longshore transport along the high-energy west coast occurs in opposite directions: to the south in the northern section and to the north in the southern section (Robin, 2007). Longshore transport converges in the narrowest section, where the barrier is only 200 m wide.

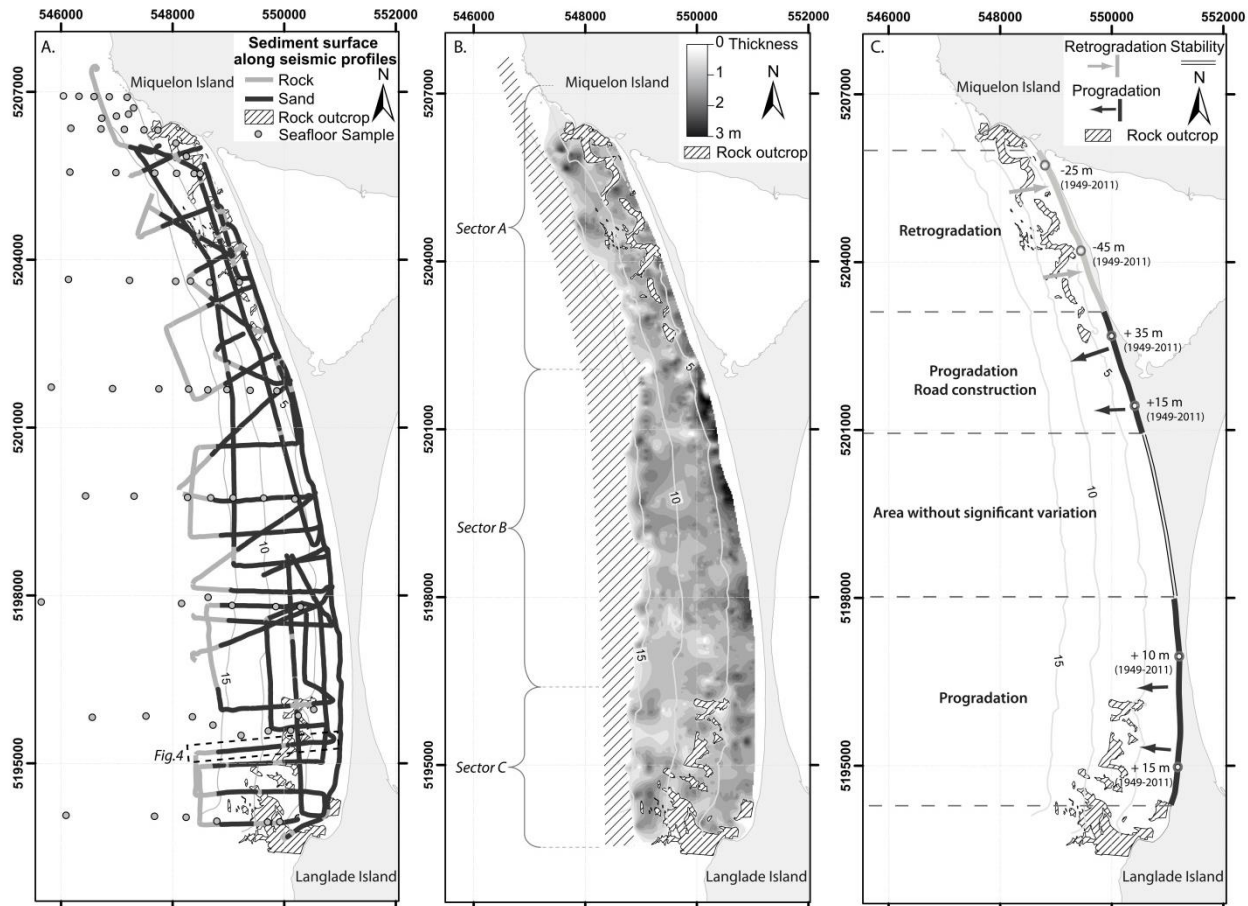


Figure 2. A) Location map of seismic profiles along the west coast of the Miquelon-Langlade Barrier. Black (sand) and gray (rock) lines correspond to the lithology of the seafloor along each profile. B) Isopach map of sand thickness, in meters. C) Shoreline evolution between 1949 and 2011.

METHODS

This study seeks to compare (1) the volume of the total shoreface sand reservoir as determined using seismic-reflection data, and (2) coastline evolution over the past 62 years, determined from six sets of aerial photographs (1949, 1978, 1985, 1990, 2000 and 2005; © IGN, Institut Géographique National) and modern shoreline positions mapped using differential-GPS. All data were acquired and processed in the WGS-84 geographic projection and coordinates were calculated in planar projection UTM zone 21N.

Approximately 115 km (corresponding to 64 profiles, Fig. 2.A) of seismic-reflection data were acquired in 2011 using a 4-12 kHz bi-frequency INNOMAR seismic sounder fixed at 6 kHz. Surveys extended offshore to the limit of sedimentary cover. Seismic profiles were processed (tide correction, wave filter and amplitude correction) and the interpretation was digitized (seafloor, contact between unconsolidated sediment and underlying bedrock) using ISE V.2.92 software. The sedimentology of seafloor deposits (the uppermost unconsolidated sediment unit) was investigated with a series of 64 surface samples collected along 10 shore-normal transects (Fig. 2.A). Images from the 2005 aerial photography survey were used to identify shallow-water rock outcrops that did not fall on seismic track lines (Fig.2). A 20-m square-elementary-cell-size digital elevation model (DEM) of the shoreface sand thickness was created in ArcGIS v.9.3 through natural-neighbor interpolation. In this manner, the surface and volume of the sand reservoir were also estimated. The error associated with

estimates of the sand unit thickness is a function of the precision of the digitalization and is estimated at ± 10 cm. Volume error was determined by multiplying the three-dimensional area of the sand unit and the vertical error associated with seismic mapping.

Each aerial photograph was scanned at high resolution (0.7 m pixel size) and georeferenced (± 2 pixels positioning error) using ArcGIS v.9.3. The definition of shoreline positions from aerial photographs was obtained using the vegetation line, the suggested method for use in this kind of environment, in light of the associated variable temporal and spatial scales (Boak and Turner, 2005). Along heavily-anthropogenically-influenced sections (Fig. 2.C), the foot of breakwater was chosen to delimit the shoreline position. Shoreline position accuracy is estimated at ± 3.5 m (georeferencing error added to ± 3 pixels shoreline digitalization error). The 2011 shoreline position was acquired using a Magellan-Ashtech kinematic differential GPS (D-GPS). Data were collected at 1 m intervals with 5 cm accuracy (XYZ) along the vegetation line. Shoreline change (erosion, stability or accretion) during each time interval was calculated at 50 m intervals along the entire barrier shoreline using the Digital Shoreline Analysis System (DSAS) extension for ArcGIS.

RESULTS

Identification of seismic units

Two different units are identified in seismic profiles (Figs. 2.A, 3): a basal unit and a surficial unit. The basal unit is characterized by chaotic internal reflections in seismic profiles and displays a

rapid loss in signal amplitude with depth penetration. The exact nature of this unit is difficult to determine, but the highly irregular erosional surface of the top of this unit suggests that it is predominantly rocky outcrops discontinuously overlain by gravel moraine. Bedrock and moraine are combined into a single unit (acoustic bedrock, Fig. 3). Combining these two lithologies has no effect on this study, nor on the volume calculations of the overlying unit. The contact between the basal unit and the surficial unit is visible on all profiles due to the high impedance contrast between acoustic bedrock and the overlying sediment. The upper unit is characterized by a transparent seismic facies and a sand-sized texture in bottom grab samples. This unit is herein referred to as the Upper Sand Unit (USU, Fig. 3).

Characterization of the USU reservoir

The USU covers an area of 22 km² of the shallow shelf seaward of the west side of the barrier. Its depth and thickness (Fig. 2.B) are highly variable and closely related to the topography of the acoustic bedrock unit. The thickness of the USU does not exceed 3 m and is, on average, between 1 and 2 m (Fig. 2.B, 3). The volume of this unit has been calculated as $(15 \pm 2) \times 10^6$ m³. It can be spatially sub-divided into three sectors (Fig. 2.B). From north to south, these are:

- The northern sector (A) is characterized by the presence of rocky outcrops on shallow (5-10 m depth), high-relief (2 m high) sections that are located within 100-200 m of the shore. Here, the sand reservoir (USU_A) extends out to 1-1.5 km offshore (up to 13 m depth contour) and the shoreface slope is 1%.
- The middle sector (B) is characterized by the absence of rocky outcrops on the shoreface. Here, the sand unit (USU_B) extends out to 2-2.5 km offshore (to the 17 m depth contour) and the shoreface slope is 0.7%.
- The southern-most sector (C) is characterized by the presence of rocky outcrops on shallow (5-10 m depth) sections, albeit further offshore (650 to 850 m) as compared to those found in USU_A. Here, the upper sand unit (USU_C) extends out to 2-2.5 km offshore (to the 17 m depth contour). The shoreface slope is 0.6%, similar to USU_B.

The three sand units, USU_A, USU_B and USU_C have volumes of (600 ± 100) , (1500 ± 200) and (1300 ± 200) m³/per linear meter alongshore (1m), respectively. Sectors B and C contain roughly equivalent volumes of sand per 1m; Sector A contains less than half that volume per 1m of coastline. Hence, the shoreface sand reservoir is unequally distributed and is most densely concentrated along the middle and southern sectors of the island. As such, Sector A is relatively sediment starved in relation to the rest of the barrier.

Seafloor sediment samples from all three sectors are unimodal, centered at 0.125 mm, and have a median grain size of 0.16–0.125 mm. However, variations exist between samples from the upper and lower shoreface: shore-proximal samples contained a relative excess of coarse sediment (0.6-0.16 mm size interval, negative asymmetry), whereas offshore samples were generally finer and positively asymmetric. Locally, on Sectors B and C and near the contact with bedrock, samples show bimodality at 0.125 mm and a second coarse mode at 0.25 mm.

Shoreline migration

The west coast of the Miquelon-Langlade Barrier shoreline has demonstrated periods of retrogradation, relative stability and progradation between 1949 and 2011. From north to south, four

areas can be distinguished. The first one is a 3.3-km-long section of coast that has experienced 25-45 m of retrogradation over this period (Fig. 2.C). Retrogradation was not constant, but rather occurred primarily during two periods: 1985-1990 and 2005-2011. These time periods were also characterized by more frequent high-energy events (storms) that induced landward shoreline migration of up to 30 m (Robin, 2007). Today, this section of coast is composed of vegetated dunes, the front of which often contains a 1-2-m-high scarp. Erosion at the front of the dune, and internal aeolian sediment reworking, have resulted in destabilization of the dune and consequent shoreline transgression. By contrast, immediately to the south, a 2.3-km-long section of coastline has experienced net progradation of 5-35 m (Fig. 2.C). This occurred almost exclusively between 1949 and 1978 and it is entirely due to road construction along the upper part of the beach. The positioning of this road proximal to the natural shoreline position has required the subsequent installation of road protection along the beach. The third section of coast, in the central portion of the coastline, is 2.8 km long and has undergone low amplitude migrations (± 7 m migration) over this study period (Fig. 2.C). This stability is observed during the entire study period and between each time slice. The last, southernmost, area is a 3.6-km-long section of coastline that has experienced 5-20 m of progradation (Fig. 2.C). Progradation has occurred at a gradual rate of 0.1 to 0.3 m/yr during the period of 1949-2011. No singular progradational event can be identified. A north-south gradient is apparent across these four sections of the coast, with retrogradation in the north, stability in the center and progradation in the south.

DISCUSSION

Correlation of shoreface-shoreline evolution

The results of these analyses provide evidence of spatial variability of the extent and volume of the shoreface sand reservoir, with a significant dearth of sediment to the north and

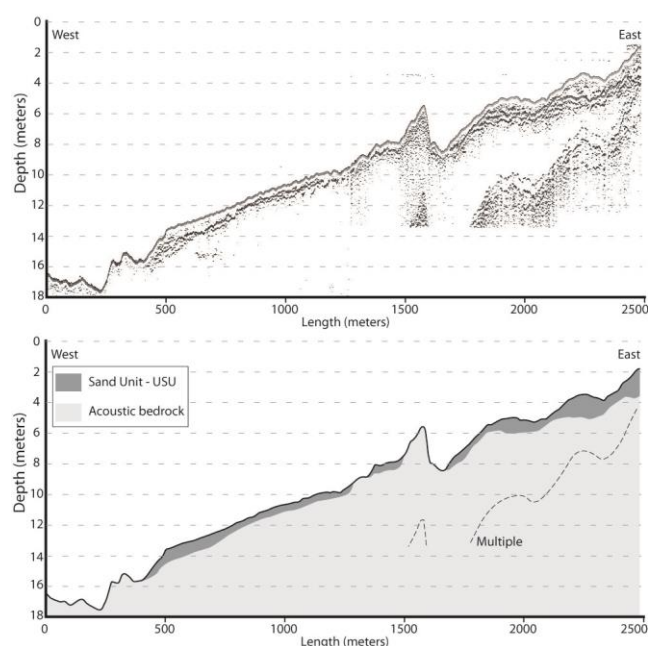


Figure 3. Raw (top) and interpreted (bottom) seismic profile (Profile_50), collected along an east-west transect, offshore of the southern section of the Miquelon-Langlade Barrier (see Fig. 2a for location). Hydrographic zero is equal to 1.26 m altitude. Dark and light gray shading in the interpretation represents sandy (USU) and rocky (Acoustic bedrock) units, respectively.

more sediment to the middle and south, and a north-south gradient in the multi-decadal shoreline evolution (Fig.2). In the northern part (Sector A), the shoreline is in retrogradational state and USU_A (m^3/lm) is the smallest along the barrier. In the central and southern parts (Sectors B and C) the shoreline is stable or prograding. The volumes (per lm) of USU_B and USU_C in each of these regions are more than double that of Sector A. Thus, a gross correlation seems to exist between shoreline evolution at multi-decadal scales and the relative volume (per linear meter alongshore) of the shoreface sand reservoir.

Conceptual scenarios of former and current sediment transport patterns

The remobilization of morainal deposits, outwash sands and sediments deposited during stable, lower stands of sea level (11000-8000 yr. BP at -25 m in this area; Forbes and Syvitski (1994)) by hydrodynamic processes (Fig. 4) provided sediment for barrier construction. This occurred as the result of two convergent progradational systems. Evidence for this evolutionary history is still apparent throughout the barrier; for example, relict recurves on the northern part of the barrier show evidence of southward sediment transport and progradation of a barrier spit (Fig. 4). Furthermore, these morphologies provide evidence that the former barrier was once positioned further offshore than at present.

Modern transport patterns along the barrier are similar to those inferred from the relict morphologies, and correspond to a bi-directional longshore transport regime (Robin, 2007) that converges in the narrow central part of the barrier (southern part of Sector B; Figs. 2, 4). Robin (2007) documented similar alongshore sediment-transport variation: higher rates of transport along the northern section, very low along the narrow-central part of the barrier (likely due to the swash orientation of the shoreline), and intermediate (~15 % of that in the north sector) along the southern sector. Furthermore nowadays, sediment delivery by the longshore transport system is reduced due to the lack of appropriate sediment reservoirs from which this sediment could be derived: till deposits to the north and south of the barrier contain little sand-sized sediment and outwash sediment reservoirs have been naturally depleted.

Even if longshore transport appears like a key parameter, cross-shore sediment transport could have also played a significant role in sediment delivery, especially on the middle part of the west coast of the barrier. This is evinced by the coarsening of sediment from the lower shoreface to the beach and by the presence of relict progradational beach-ridge system (Figs. 2.C, 4). As such, the sandy sediment reservoir along the shoreface likely provided one of the sand sources for feeding the beach ridges and foredune systems.

Parameters driving the current evolution of the system

Sector A has the steepest shoreface slope (1%) of the study area and is the region with the greatest exposure to high wave energy. As consequence, sediment can be remobilized further offshore. Additionally, this sector receives little sand-sized sediment via longshore transport of sediment eroded from the proximal, but sand-poor moraines, which are dominated by pebbles, granules and clays. The result is a less spatially-expansive sand reservoir on the shoreface (the boundary between sand and exposed rock is at only 13 m depth; Fig. 2). Furthermore, this section of coast is primarily drift-aligned,

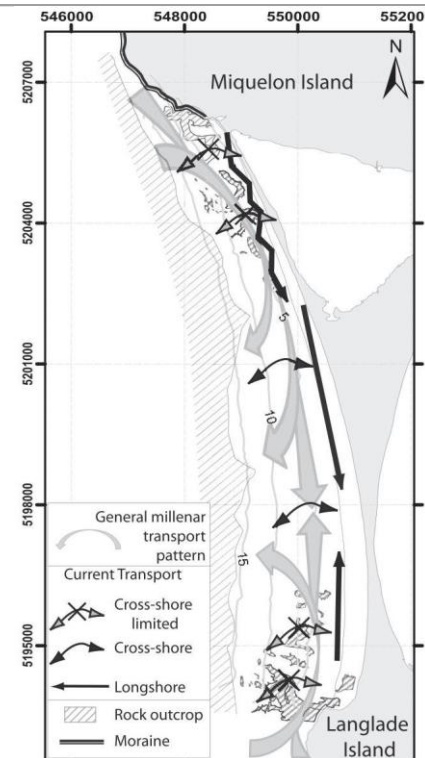


Figure 4. Schema of the transport pattern (former and current) along the west coast of the Miquelon-Langlade Barrier.

receiving a more oblique wave approach; as such, waves tend to transport sand-sized sediment further alongshore, out of this sector, than is possible along the other, swash-aligned sectors of the coast. Combined, these factors leave this northern-most sector depleted of sand, resulting in a retrogradational shoreline on the Buttereaux sand dunes area.

Along Sector C, wave energy is minimized by protection from a bedrock/till cape to the south (Langlade Island), and by dissipation of energy due to a gentler slope (0.6%) and shallow subaqueous bedrock outcrops. These factors combine with a larger shoreface reservoir to induce net northward sediment transport. However, this occurs at a slow enough rate that this sector of coast experiences a net sediment surplus, resulting in slow progradation of sandy foredunes.

Sector B is located where the two longshore sediment transport regimes decrease and converge. Despite the availability of abundant sand on the shoreface, slow rates of sediment transport induced insignificant shoreline migration at the timescale of this study; thus, foredune position has remained stable during the past few decades.

It should be noted that underlying geology plays a crucial role in these observed trends. Foremost, the shallower rock outcrops likely played an important role in the formation of the barrier by serving as a pinning point for migrating sediments. At present, the slope of the underlying (and subaqueously-exposed) bedrock on the shoreface serves to influence the shoreface slope, provides a first-order control on wave energy and available accommodation for sand on the shallow shoreface. Thus, the underlying geology continues to play an important role in sediment transport and wave processes (wave breaking, wave attenuation etc.; e.g., Jackson, Cooper and Del Rio (2005)). Cross-shore sediment exchange from the lower to upper shoreface is also limited by the distribution of shallow bedrock outcrops that are commonly found in 5-10 m water depth and extend up to 2 m

above the surrounding sea floor in Sectors A and C (Figs. 2, 3). Likewise, these outcrops partially control longshore sediment transport, notably in sector A where they are shallower and occur very close to shore (100-200 m).

Miquelon-Langlade Barrier in Context

Correlations between shoreface sediment reservoirs and shoreline variability have been observed in Languedoc-Roussillon (Mediterranean coast, Gulf of Lions, France; Certain *et al.* (2005)). Further evidence between shoreface and shoreline migration has also been observed along the Fire Island coast (Long Island, New York, USA). The shoreface sediment budget here is influenced by the presence of long ridges of sediment discontinuously present along much of the shallow shelf (Schwab *et al.*, 2000).

Despite significant differences between these sedimentary environments and the Miquelon-Langlade Barrier, the sedimentary reservoir volume is closely related to the shoreline evolution in the past few decades, especially along the retrogradation area, due to a depleted shoreface sediment stock.

CONCLUSIONS

The west coast of the Miquelon-Langlade Barrier is geologically controlled by the shoreface slope, and the presence of shallow till and subaqueous bedrock outcrops. Due to inadequate external sediment sources (i.e., till outcrops on proximal islands), the state of the shoreline (retrogradation, stable, progradation) is closely related to the volume of the adjacent shoreface sedimentary reservoir. This relationship is especially prevalent along the retrogradational northern part of the Miquelon-Langlade Barrier.

The size of the offshore sediment reservoir is a typical parameter used to explain the formation and evolution of a given coastal system over long (> 100 years) time scales (Stive *et al.*, 2002). This parameter is less commonly regarded in multi-decadal scale studies, which tend to focus almost exclusively on hydrodynamic processes and shoreline evolution. In conjunction with shoreline-monitoring studies and knowledge of transport patterns, the volume of shoreface sediment available to feed the barrier may provide a good alternative proxy. This proxy has a strong potential for widespread applicability; however, future similar studies of other similar systems are needed.

This study of shoreface-shoreline sediment exchange along the west coast of the Miquelon-Langlade Barrier is part of a larger study focusing on the complex construction of this barrier that contains a number of morphological features (spits, aeolian dunes, a lagoon, ponds, and a complex beach-ridge system). The understanding of transport patterns (both former and modern) and the role of the geological controls are essential to reconstruct the history of the barrier formation and predict its future evolution.

ACKNOWLEDGEMENTS

The authors would like to thank all of the EGIML (*Etude Globale de l'Isthme de Miquelon-Langlade*) project partners (*le Ministère d'état de l'Outre-Mer, le Conseil Territorial de Saint-Pierre-et-Miquelon, la DTAM, le Conservatoire du littoral*). We would also like to thank the crew of the Baliseur (*DTAM*) for their valuable assistance during the cruise. We are indebted to Bastien Millescamp and Eunice Carvalho for the georeferencing of aerial photos and shoreline digitalization. We address our sincere thanks to the two reviewers who helped us to improve this article.

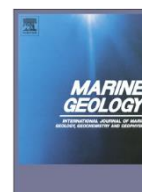
LITERATURE CITED

- Anthony, E. J., 2008. Chapter Five Sandy Beaches and Barriers. in *Shore processes and their palaeoenvironmental applications. Developments in Marine Geology*, Vol. 4, ed. H. Chamley, Elsevier, 159-288.
- Anthony, E. J. and Blivi, A. B., 1999. Morphosedimentary evolution of a delta-sourced, drift-aligned sand barrier-lagoon complex, western Bight of Benin. *Marine Geology*, 158, 1-4, 161-176.
- Boak, E. H. and Turner, I. L., 2005. Shoreline Definition and Detection: A Review. *Journal of Coastal Research*, 21, 4, 688-703.
- Certain, R., Tessier, B., Barusseau, J. P., Courp, T. and Pauc, H., 2005. Sedimentary balance and sand stock availability along a littoral system. The case of the western Gulf of Lions littoral prism (France) investigated by very high resolution seismic. *Marine and Petroleum Geology*, 22, 6-7, 889-900.
- Curry, J. R., 1964. Transgressions and regressions. *Marine Geology*, Shepard Commemorative Volume, Ed. by R.L. Miller, Macmillan, New York, 175-203.
- Davis, R. A. and FitzGerald, D., 2004. *Beaches and Coasts*. Blackwell, 420p.
- FitzGerald, D. M. and Heteren, S. V., 1999. Classification of paraglacial barrier systems : coastal New England , USA. *Sedimentology*, 46, 1083-1108.
- Forbes, D. L. and Syvitski, J. P. M., 1994. Paraglacial coasts. in *Coastal evolution, late quaternary shoreline morphodynamics*, ed. C.D. Woodroffe R.W.G. Carter, Cambridge University Press, 373-424.
- Jackson, D. W. T., Cooper, J. A. G. and Del Rio, L., 2005. Geological control of beach morphodynamic state. *Marine Geology*, 216, 4, 297-314.
- Morton, R. A. and Sallenger, A. H., 2003. Morphological Impacts of Extreme Storms on Sandy Beaches and Barriers. *Journal of Coastal Research*, 19, 3, 560-573.
- Otvos, E. G., 2012. Coastal barriers — Nomenclature, processes, and classification issues. *Geomorphology*, 139-140, 39-52.
- Riggs, S. R., Cleary, W. J. and Snyder, S. W., 1995. Influence of inherited geologic framework on barrier shoreface morphology and dynamics. *Marine Geology*, 126, 1-4, 213-234.
- Robin, N., 2007. Morphodynamique des systèmes de flèches sableuses : Etude entre les embouchures tidales de l'Archipel de St Pierre et Miquelon et de la côte ouest du Cotentin (Manche). Université de Caen, Ph.D Thesis, 539p.
- Schwab, W. C., Thieler, E. R., Allen, J. R., Foster, D. S., Swift, B. A. and Denny, J. F., 2000. Influence of Inner-Continental Shelf Geologic Framework on the Evolution and Behavior of the Barrier-Island System between Fire Island Inlet and Shinnecock Inlet, Long Island, New York. *Journal of Coastal Research*, 16, 2, 408-422.
- Schwarzer, K., Diesing, M., Larson, M., Niedermeyer, R. O., Schumacher, W. and Furmanczyk, K., 2003. Coastline evolution at different time scales – examples from the Pomeranian Bight, southern Baltic Sea. *Marine Geology*, 194, 1-2, 79-101.
- Short, A. D., 1999. *Handbook of beach and shoreface morphodynamics*. New York: John Wiley, 379p.
- Stive, M. J. F., Aarninkhof, S. G. J., Hamm, L., Hanson, H., Larson, M., Wijnberg, K. M., Nicholls, R. J. and Capobianco, M., 2002. Variability of shore and shoreline evolution. *Coastal Engineering*, 47, 2, 211-235.
- Stone, G. W., Liu, B., Pepper, D. A. and Wang, P., 2004. The importance of extratropical and tropical cyclones on the short-term evolution of barrier islands along the northern Gulf of Mexico, USA. *Marine Geology*, 210, 1-4, 63-78.
- Stutz, M. L. and Pilkey, O. H., 2011. Open-Ocean Barrier Islands : Global Influence of Climatic, Oceanographic, and Depositional Settings. *Journal of Coastal Research*, 207-222.

Annexe 4 : Billy et al., 2014



Ce chapitre correspond à un article soumis dans la revue
Marine Geology
Accepté pour publication le 25 juillet 2014
Et référencé dans le Volume 357, Nov. 2014, p.53-71



TITRE ORIGINAL :

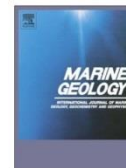
INTERNAL ARCHITECTURE OF MIXED SAND-AND-GRAVEL BEACH RIDGES: MIQUELON-LANGLADE BARRIER, NW ATLANTIC

Julie BILLY¹, Nicolas ROBIN¹, Christopher HEIN², Raphaël CERTAIN¹, and Duncan FitzGerald³

(1) Université de Perpignan Via Domitia, CEFREM UMR-CNRS 5110, 52 Avenue Paul Alduy, 66860 Perpignan Cedex, France

(2) Virginia Institute of Marine Science, College of William & Mary, Department of Physical Sciences, Gloucester Point, VA, 23062, USA

(3) Boston University, Department of Earth and Environment, Boston University, 675 Commonwealth Avenue, Boston, MA, 02215, USA



Internal architecture of mixed sand-and-gravel beach ridges: Miquelon-Langlade Barrier, NW Atlantic



Julie Billy ^{a,*}, Nicolas Robin ^a, Christopher J. Hein ^b, Raphaël Certain ^a, Duncan M. FitzGerald ^c

^a Université de Perpignan Via Domitia, CEFREM UMR-CNRS 5110, 52 Avenue Paul Alduy, 66860 Perpignan, Cedex, France

^b Virginia Institute of Marine Science, College of William & Mary, Department of Physical Sciences, Gloucester Point, VA 23062, USA

^c Department of Earth and Environment, Boston University, 675 Commonwealth Avenue, Boston, MA 02215, USA

ARTICLE INFO

Article history:

Received 6 March 2014

Received in revised form 9 July 2014

Accepted 25 July 2014

Available online 6 August 2014

Keywords:

Regressive barrier

Beach ridge

Internal architecture

GPR

Wave-built facies

Gulf of Saint Lawrence

ABSTRACT

The internal architecture of a beach-ridge system can provide clues into the processes involved in its formation. Detailed investigation of the mixed sand-and-gravel beach-ridge plain on the Miquelon-Langlade Barrier (northwest Atlantic Ocean, south of Newfoundland) provides a better understanding of such sedimentary systems in terms of internal architecture, depositional processes and driving mechanisms. Investigations of this regressive paraglacial barrier included the topographic (RTK-GPS) and ground-penetrating radar (100 to 500 MHz antennae) data collection, orthophotographs and optically stimulated luminescence (OSL) dating. The Miquelon-Langlade beach-ridge plain is composed of two opposing progradational systems, reflecting contrasting eastward and westward hydrodynamic exposures. Four ridge sets, each with concave planform shapes, define the 500–1400-m wide eastward prograding plain along the sheltered eastern coast. Two ridge-sets with linear and fan-shaped planforms define the 200–500-m wide south-westward prograding plain along the energetic western coast.

Beach-ridge units overlay a basal sedimentary unit that disrupted incoming wave energy and altered the planform morphology of the prograding plain. The internal architecture pattern of individual beach ridges are characterized by sigmoidal configurations with seaward-dipping beds (2.3–4.7° true dip-angles). It is proposed that these wave-built facies are deposited as beach berms, likely by fair-weather waves. The elevations of these facies are determined by the sea level elevation and the swash height of constructive waves during their formation. Beach ridges are overlain by either peat resulting from the flooding of topographically low-lying areas, or by aeolian sand deposits of varying heights and morphologies (relict foredunes).

Despite the differences in wave exposure along each coast, the sedimentary composition and internal architecture of the two progradational systems are broadly similar; bed dip angles of the individual beach ridges differ by only 1–2°, steeper along the exposed westward-facing coast. Overall, the Miquelon-Langlade beach-ridge plain highlights the primary influences of wave exposure, inherited topography, and proximal sediment sources (from erosion of moraines) on coastal progradational patterns.

© 2014 Elsevier B.V. All rights reserved.

1. Introduction

Beach-ridge plains can record paleo-shoreline positions, paleo-sea levels and variations in the coastal processes (e.g., waves, tides) that formed them (Goy et al., 2003; Brooke et al., 2008; Mauz et al., 2013). Otvos (2000) defined beach ridges as “relict, semi-parallel, multiple ridges, either of wave (berm ridges) and/or wind (multiple backshore foredunes) origin, that usually form strandplains”. This definition excludes active beach/shore ridge features, and has largely become accepted in the literature (e.g., Brooke et al., 2008; Clemmensen and Nielsen, 2010; Tamura, 2012). It is the definition adopted for use in this paper.

Beach-ridge plains have a worldwide distribution (Scheffers et al., 2012) and are found in all latitudes and on all continents. Prominent examples include those found along the west coast of Africa (Anthony, 1995), the east coast of Japan (Tamura et al., 2008), the northern Australian coast (Brooke et al., 2008; Nott et al., 2009; Forsyth et al., 2010), much of the coast of South America (Isla and Bujalesky, 2000; Hesp et al., 2005; FitzGerald et al., 2007), and parts of the northern European coast (Orford et al., 2003; Sanjaume and Tolgensbakk, 2009; Clemmensen and Nielsen, 2010), among others. The broad range of global setting and diverse modes of formation have led features classified as “beach ridges” to have highly variable sediment compositions (sand to pebble), morphologic spacing (tens to hundreds of meters), and size (meters high) (Tanner, 1995).

The mechanisms of formation and preservation of sandy beach ridges have been widely debated in the coastal literature, with a considerable diversity of thought (e.g., Tanner, 1995; Taylor and Stone, 1996;

* Corresponding author.

E-mail address: juliebilly@gmail.com (J. Billy).

Otvos, 2000; Hesp, 2004; Hesp et al., 2005; Tamura, 2012). Studies have identified such diverse explanations as a product of high (Johnson, 1919; Guilcher, 1958; Psuty, 1965; Nott et al., 2009; Nott, 2010) or low wave energy (Stapor, 1982; Tanner, 1995; Goy et al., 2003), the welding of bars (Curry et al., 1969; Komar, 1976; Carter, 1986; Nichol, 2002; Hein et al., 2013), swash action (Tanner and Stapor, 1971; Tanner, 1995; Goy et al., 2003), local oscillations in sea or lake level (Thompson and Baedke, 1995; Tanner, 1996) and/or through the generation by aeolian processes (Mauz et al., 2013).

Mixed sand-and-gravel beach-ridge systems are common at high latitudes (e.g., Denmark, Canada and Argentina). However, they are relatively underrepresented in the literature as compared to sandy beach-ridge systems. The formation of coarse, clastic beach ridges is commonly related to proximal glaciogenic sources and strong wave energy (Carter, 1988; Taylor and Stone, 1996; Isla and Bujalesky, 2000). The evolution and preservation of these relic features are a function of relative sea-level change, driven by a combination of eustatic and glacioisostatic forces, wave climate, and sediment supply. The influence of any one parameter is difficult to isolate. While the internal architecture of beach ridges can provide evidence of the processes influencing their formation (Psuty, 1965; Tanner and Stapor, 1971; Hine, 1979; Carter, 1986), such insight from mixed sand-and-pebble beach ridges is rare, largely because of difficulties involved in coring and sectioning these systems. Thus, a need remains for the study of beach-ridge plains formed in diverse environments in order to clarify the relative roles and importance of possible drivers.

This paper describes the morphology and formation processes of the mixed sand-and-gravel beach-ridge plain on the Miquelon-Langlade Barrier in the northwest Atlantic Ocean. This system is unique, because of its shape and exposure to the coastal ocean along two opposite sides. This study employed ground-penetrating radar (GPR), sediment coring, Real-Time Kinematic (RTK-GPS) topographic surveys, and optically stimulated luminescence (OSL) dating to study in detail the internal architecture of the plain. The goal of this study is to provide a model of the internal architecture of the Miquelon-Langlade mixed sand-and-gravel beach-ridge plain and discuss the role and influence of the contrasting wave regimes on beach-ridge formation (sediment composition, architecture, shape).

2. Study area

The Saint-Pierre-et-Miquelon Archipelago (France) is located in the northwest Atlantic Ocean (Fig. 1A), proximal to the Cabot Straight outlet of the Gulf of Saint Lawrence, and <50 km south of Newfoundland (Canada). The archipelago is composed of three bedrock islands: Miquelon, Langlade and Saint Pierre. The former two are linked by a mixed sand-and-gravel barrier (Fig. 1B).

The sediment sources, formation, and evolution of the Miquelon-Langlade Barrier are tied closely to late Pleistocene glaciation of North America. The Laurentide ice sheet covered the Gulf of Saint Lawrence during the last glacial maximum (LGM, 26,500–19,500 BP; Clark et al. (2009)), extending up to 150–200 km southward of Newfoundland. Based on the deglaciation model of Shaw et al. (2006), the region of the Saint-Pierre-et-Miquelon Archipelago would have been ice-free between 13,000 and 12,000 BP. Four subsequent periods of relative sea-level (RSL) change are defined in southwest Newfoundland, at Saint George's Bay (Figs. 1A, 2): 1) a period of rapid crustal rebound and falling RSL (+40 to –25 m, ca. 13,700–10,500 BP); 2) a period of RSL stability (approximately –25 m; 10,500–8000 BP); 3) a period of relatively rapid (ca. +4.5 mm/yr) RSL rise (–25 to –3 m, 8000–3000 BP), and 4) a state of slow (ca. +1 mm/yr) RSL rise during the 3000 years (e.g., Brookes and Stevens, 1985; Forbes et al., 1993; Forbes and Syvitski, 1994; Shaw et al., 1997; Bell et al., 2003; Daly et al., 2007; Fig. 2). During ice sheet retreat, a significant volume of clay, sand, and gravel was deposited on the shelf and along the modern proximal coast in the form of extensive ground moraines (Fig. 1B).

Coastal processes have eroded and reworked this significant volume of sediment, forming several sand and gravel barriers around the archipelago as RSL neared its modern elevation.

Semi-diurnal tides along the Saint-Pierre-et-Miquelon Archipelago are microtidal with a mean range of 1.4 m. Deep-water mean annual wave height is 1.8 m with a period of 8.3 s, as recorded at a buoy south of Saint-Pierre Island (Fig. 3A). The wave regime is dominated by regular, high-energy Atlantic swells from the west to south, with significant wave heights of 4–5 m and a maximum height of 8.4 m. The western shore of the barrier receives the dominant wave energy, whereas the eastern shore is largely protected by nearby Newfoundland and Saint-Pierre Island, which limits fetch. Winds are chiefly from the southwest to northwest (Météo France database from 1998 to 2012, Fig. 3B) and peak storm winds can reach 150 km/h.

The Miquelon-Langlade Barrier is a 12-km-long, 50–2500-m-wide, Y-shaped isthmus with a dominant north–south orientation (Fig. 1). This barrier is pinned at its northern and southern ends to bedrock exposures. The northern and southern sections of the barrier converge to a narrow central region, formed through the natural closure of a tidal inlet in the late 18th century (Aubert de la Rüe, 1951; Robin, 2007). The northwestern section of the barrier is composed of a narrow (50–200 m wide) and high (up to 15–20 m) parabolic dune system, called “Les Buttereaux” (Figs. 1C, 4A; Billy et al. (2013)). The northeastern section of the barrier is composed of a sandy, mainland-attached recurved spit that terminates at its southern end at an active tidal inlet. This inlet connects the coastal ocean to the 12 km² Grand Barachois Lagoon. The central and southern sections of the barrier consist of a well-developed beach-ridge plain that reaches a maximum elevation of only a few meters above mean sea level (amsl), and is fronted by a modern foredune ridge. This study focuses on the central beach-ridge complex (Figs. 1C, 4).

3. Methods

The Miquelon-Langlade beach-ridge system was investigated using several approaches that combined orthophotographs, topographic data, GPR profiles, hand augers, vibracores and OSL dating. Data were acquired during three field campaigns in 2011 and 2012.

3.1. Beach ridges mapping and topography

Beach-ridge crests and orientations were mapped using 2005 orthophotographs (Institut Géographique National© IGN, 2005), ground-truthed with field observations. These orthophotos cover the entire Miquelon-Langlade Barrier at a high resolution (1 pixel = 0.25 m²). Beach-ridge sets were differentiated based on visible variations in vegetation and ground cover, including the color (type) of the vegetation, the ground saturation level (identification of wet lowlands), the vegetation cover (sand- vs. vegetation-dominated areas), visible erosion marks, dune crests, etc.

A dense grid of topographic data was surveyed across and along the beach-ridge plain of the barrier using a Magellan-Ashtech RTK-GPS. Data were collected at 1 m intervals along each profile with 5 cm vertical and horizontal precision in the planar projection UTM Zone 21N. All vertical data refer to the mean sea-level (msl), which for this archipelago is 1.26 m above the lowest low water. Digital elevation models (DEMs) were created in ArcGIS v.9.3 from both topographic data and orthophoto mapping (pond area, crest locations, etc.) through natural-neighbor interpolation and a square elementary cell of 5 m sides (Fig. 5A). Topographic profiles and DEMs were used to identify variations in height, amplitude, and wavelength of beach ridges across the plain and to confirm the orthophoto-based delineation of beach-ridge sets (Fig. 5, Table 1).

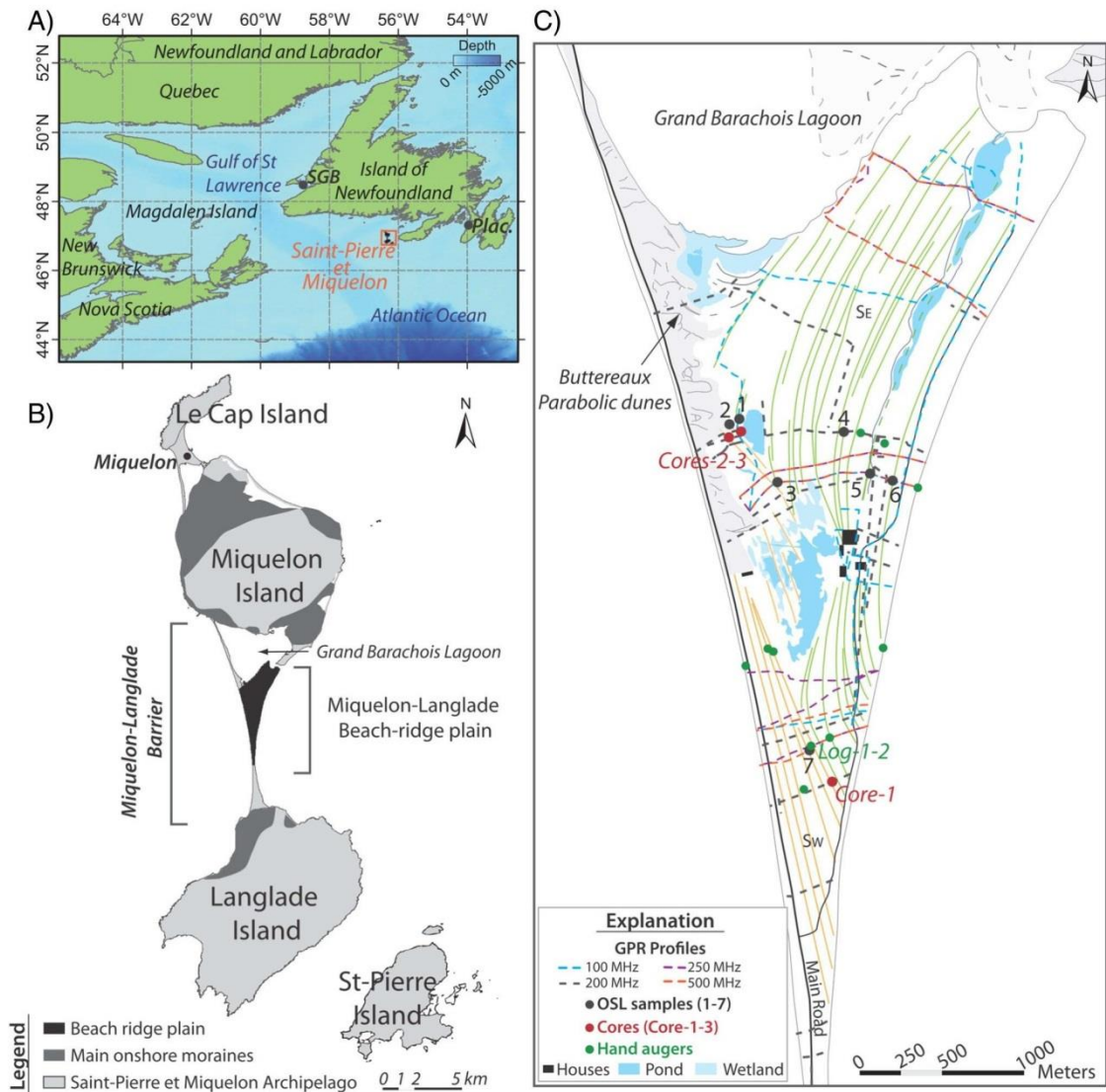


Fig. 1. Location of the study area. A. Map of the Gulf of Saint Lawrence, Atlantic Canada, and the Saint-Pierre-et-Miquelon Archipelago (France). SGB and Plac. are the location of Saint George's Bay and Placentia, respectively. B. Location map of the beach-ridge plain of the Miquelon-Langlade Barrier (black) and the primary onshore moraines (dark gray; based on the mapping of Aubert de la Rüe (1951)) on the archipelago. C. Location map of ground-penetrating radar (GPR) profiles, optically stimulated luminescence (OSL) dating samples (1–7) and sediment cores (cores-1–3). The colors of the dotted lines correspond to the frequency of the GPR antenna used for the given GPR profile. Green and orange lines correspond to the crest of eastward- (SE) and south-westward- (SW) prograding beach ridges, respectively. (For interpretation of the references to colors in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

3.2. Ground-Penetrating Radar (GPR) profiles

GPR data were acquired using a GSSI SIR-2000 system (Geophysical Survey Systems Inc.) with a 200 MHz antenna and a Mala ProEX with three antennae with center frequencies of 100 MHz, 250 MHz and 500 MHz. GPR technology is based on the propagation and reflection of transmitted electromagnetic pulses (Neal, 2004). GPR data were collected with both a survey wheel and RTK-GPS to geo-locate and record the topographic surface, providing for geo-positioning at centimeter-scale accuracy in three dimensions. A total of 44 km of GPR data were collected along shore-parallel and shore-normal transects (Fig. 1C). The detailed architecture of the beach-ridge complex was determined

using four antennas with different resolutions and depths of penetration (100 MHz antenna: signal loss between 9 and 12 m depth, 0.15 m resolution; 200 MHz antenna: 6–8 m depth, 0.1 m resolution; 250 MHz antenna: 4–6 m depth, 0.06 m resolution; 500 MHz antenna: 2–2.5 m depth, 0.03 m resolution). A constant radar velocity of 0.06 m/ns for saturated sand and gravel is used for the time-depth conversion, after Neal and Roberts (2000) and Neal (2004). The existence of a thick freshwater lens along large parts of the barrier provided for excellent radar penetration to near the limit of capability of the lowest-frequency antenna. GPR data were processed (time-zero drift, background removal, band-pass filtering, amplitude correction) and time-depth converted using RadExplorer v.1.4, and digitally

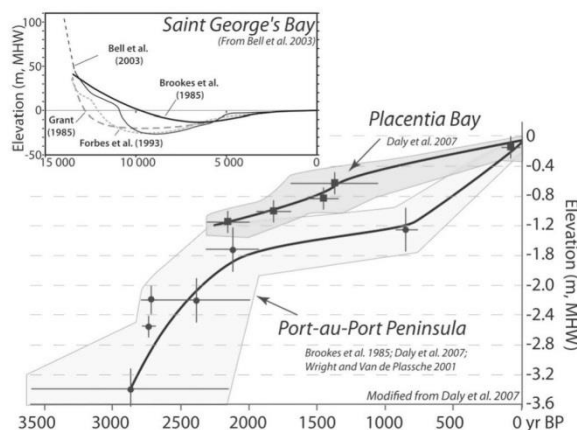


Fig. 2. Sea-level curves (mean high water (MHW) in meter) proposed for south Newfoundland at Saint George's Bay (inset) since 15,000 BP (Brookes and Stevens, 1985; Forbes et al., 1993; Bell et al., 2003), and for Placentia Bay (Daly et al., 2007) and Port-au-Port Peninsula (Brookes et al., 1985; Daly et al., 2007; Wright and Van de Plassche, 2001; Daly et al., 2007) over the last 3000 years.

topographically corrected using RTK-GPS data. GPR profiles were interpreted following the principles of radar stratigraphy (Fig. 6) detailed in Neal (2004).

3.3. Optically stimulated luminescence (OSL) dating

Optically stimulated luminescence is used to estimate the amount of time elapsed since sand sediments were last exposed to the light. This time corresponds to the burial time, thereby allowing for inference of the sediment deposition age. Seven sediment samples were collected for OSL dating from the primary beach ridges (Figs. 1C, 5A; OSL-1 to OSL-7) and either proximal to, or along, GPR profiles. Samples were collected by inserting opaque PVC tubes (20 cm long, 5 cm diameter) horizontally into the ridges, 0.3–0.6 m below the modern soil horizons. The ends of each tube were capped and taped to prevent light penetration. Samples were analyzed at the Victoria University of Wellington (New Zealand) under subdued red light to avoid any depletion of the natural OSL signal. Quartz separates were prepared by treating 125–200 μm diameter grains with 10% HCl, 10% H_2O_2 , 48% HF for 45 min, and subsequent density separation with a lithium heteropolytungstate solution

(density 2.75 g/cm^3 and 2.62 g/cm^3). Quartz aliquots were prepared on stainless steel discs (1 cm diameter) using silicon oil. OSL measurements were carried out with an automated Risø TL-DA reader equipped with an array of blue (470 nm) light-emitting diodes (LEDs). Detection of ultraviolet (UV) emissions was made using a bialkali EMI 9235QA photomultiplier tube fitted with a 7 mm thick Hoya U-340 filter. Samples were irradiated with $^{90}\text{Sr}/^{90}\text{Y}$ beta source. The Single-aliquot Regenerative-dose procedure was applied as described by Murray and Wintle (2000) and Wintle and Murray (2006). Preheat and cut heat temperature was 240 $^\circ\text{C}$ for 10 s. The equivalent dose of each sample was calculated as the arithmetic mean of 24 quartz aliquots. The concentrations of ^{238}U , ^{232}Th and ^{40}K used for dose rate estimation were determined by gamma-spectrometry. The cosmic dose rate was calculated as described by Prescott and Hutton (1994). The concentration of natural radionuclide (U, Th and K), equivalent doses (D_e), dose-rates and OSL ages are listed in Table 2.

3.4. Cores, augers and sediment samples

Sediment sampling was carried out using three 1–2 m-long vibracores (Fig. 1C), 10 hand augers and surface samples. Cores and augers added information about the internal sedimentary composition and the stratigraphy of the top of beach ridges. Coring of the beach ridges was problematic, because of the mixed sand–gravel nature of the sediment, in which cobbles prohibited deep penetration. All sediment samples were dry sieved using a nested sieve column that ranged from gravel size (10 mm) to coarse silt (50 μm), and sediment statistics were determined (modes, asymmetry, spatial distribution).

4. Results

4.1. Beach-ridge morphology

Topographic profiles, DEM, and orthophoto-based beach-ridge mapping allowed for differentiation of two distinct, opposing beach-ridge systems (Figs. 1, 4). Together these consist of six major beach-ridge sets (U_A – U_F , Fig. 5): four ridge sets with concave shapes define the eastward-prograding system (S_E), and two ridge sets with linear shapes define the south-westward-prograding system (S_W).

4.1.1. The eastward-prograding system (S_E)

The eastward-prograding beach-ridge system (S_E) is the more extensive of the two, with an area of 3.8 km^2 . It is subdivided into four sets: U_A , U_C , U_E and U_F (Fig. 5B, Table 1).

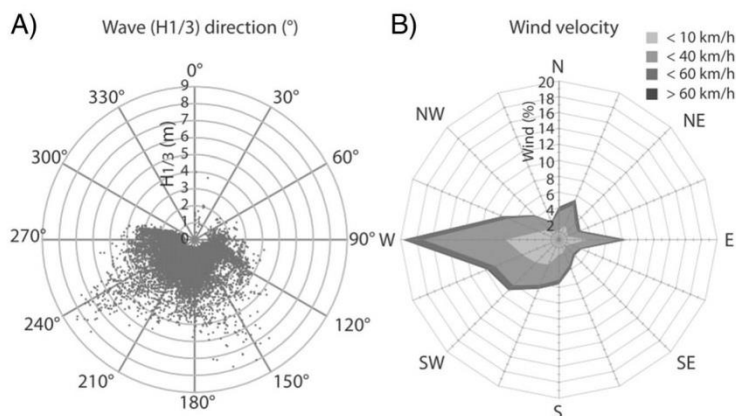


Fig. 3. A. Wave direction versus significant wave height ($H_{1/3}$ in meters) at a buoy south of Saint-Pierre Island (in 2012). B. Rose diagram of mean daily wind velocity (km/h) at Saint-Pierre Island. Météo France database from 1998 to 2012.

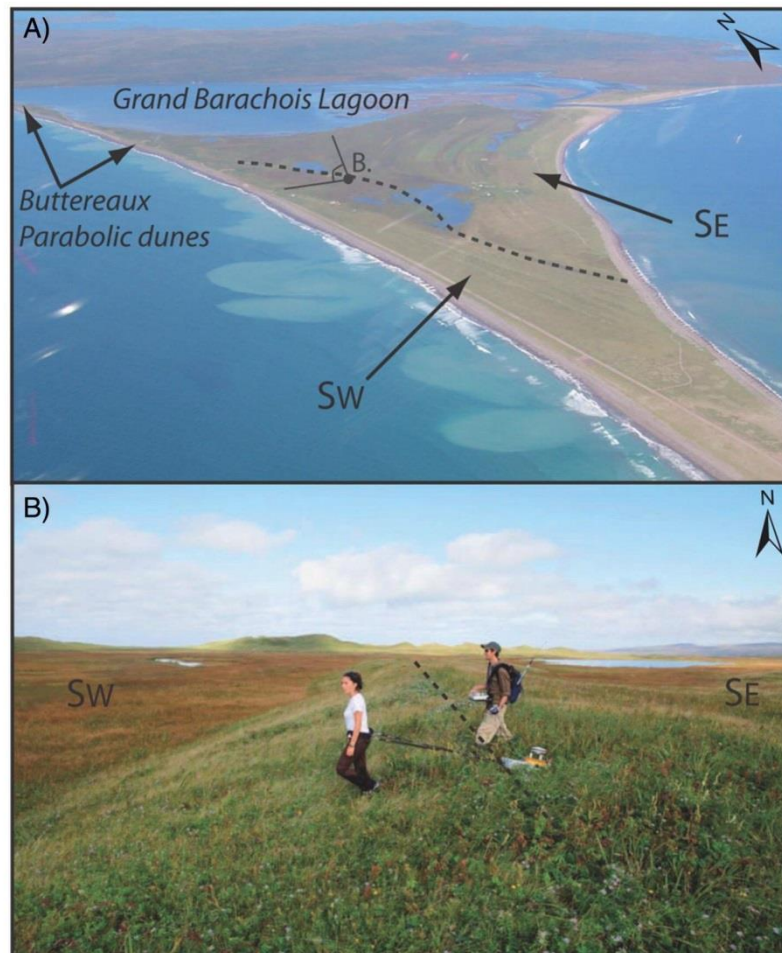


Fig. 4. The Miquelon-Langlade Barrier. A. Aerial photo showing the beach-ridge plain with the eastward (S_E) and south-westward (S_W) prograding systems (photograph, by N. Robin). The contact between the systems is delineated by the dashed line. B. Field photo during the GPR survey. Data collection is with a 500 MHz Mala GPR antenna on a ridge of the plain. Photograph by T. Vergoz© CNRS Images.

U_A is the westernmost beach-ridge set of S_E and is delineated on its northwest side by the Grand Barachois Lagoon and the aeolian Buttereaux parabolic dunes, and on its southwest side by the boundary with U_B . Set U_A is 2.5–3.4 km long, 200–600 m wide and covers an area of 1.3 km². This set is composed of 12 individual beach ridges and is characterized by a low elevations (0.95–2.30 m amsl) and similar amplitudes (≤ 1 m) of ridges in the ridge-and-swale topography (Fig. 5, Table 1).

U_C continues the trend of U_A ; the boundary between these sets is given by a large ridge reaching 4–5 m amsl. U_C is 3.1–2.7 km long, 200–450 m wide and it covers an area of 1 km². This set is composed of nine individual beach ridges and is characterized by higher elevation (1.5–5.0 m amsl) and beach ridges with greater amplitudes (up to 1.5 m) than U_A (Fig. 5, Table 1). U_C is interrupted seaward by a rapid decrease in elevation of 1.5 m average height; this alongshore boundary is undulating in planform and intersects beach ridges at an oblique angle (Fig. 5). This intersection is visible along 2.2 km of the boundary. Further south along this boundary is a very prominent ridge that reaches a maximum elevation of 10.6 m amsl and is the highest ridge in the plain (Figs. 5, 7B).

Ridge set U_E is located south of U_C . Both sets emanate from the same approximate region of the plain. The western boundary of U_E is marked

by either a large pond or by the boundary with U_D . Ridge set U_E is 0.7–1.4 km long, 200–430 m wide and covers an area of 0.4 km². This set contains nine concave beach ridges with eastern terminations that intersect the modern shore at an angle of 40° (Fig. 5). U_E is characterized by a large crest (up to 3 m amsl) that abuts the pond to the west, and an adjacent low elevation area (0.95 m amsl) to the south, proximal to the shore.

U_F is the easternmost beach-ridge set of system S_E . U_C and U_F are separated by four semicircular ponds; the northernmost of these ponds is connected to the Grand Barachois Lagoon. U_F is 3.4 km long, 200–250 m wide and covers an area of 1.1 km². It is bounded at its northern end by the modern inlet connecting the Grand Barachois Lagoon to the coastal ocean. The overall elevation of this ridge set (2.0–7.3 m amsl) is higher compared to other ridge sets of S_E and increases in height to the north (Fig. 5). U_F contains six beach ridges and it is bounded on its seaward side by the present active foredune ridge and berm (Fig. 8).

The elevation and height of beach ridges increase seaward along a shore-normal transect across U_A , U_C and U_F (Fig. 5B). Ridge sets are generally separated by high ridges and/or by erosional scarps. Beach-ridge crests of U_A are moderately evenly spaced (35–45 m; Table 1). Ridge crest spacing is highly variable (up to more than double) and increases

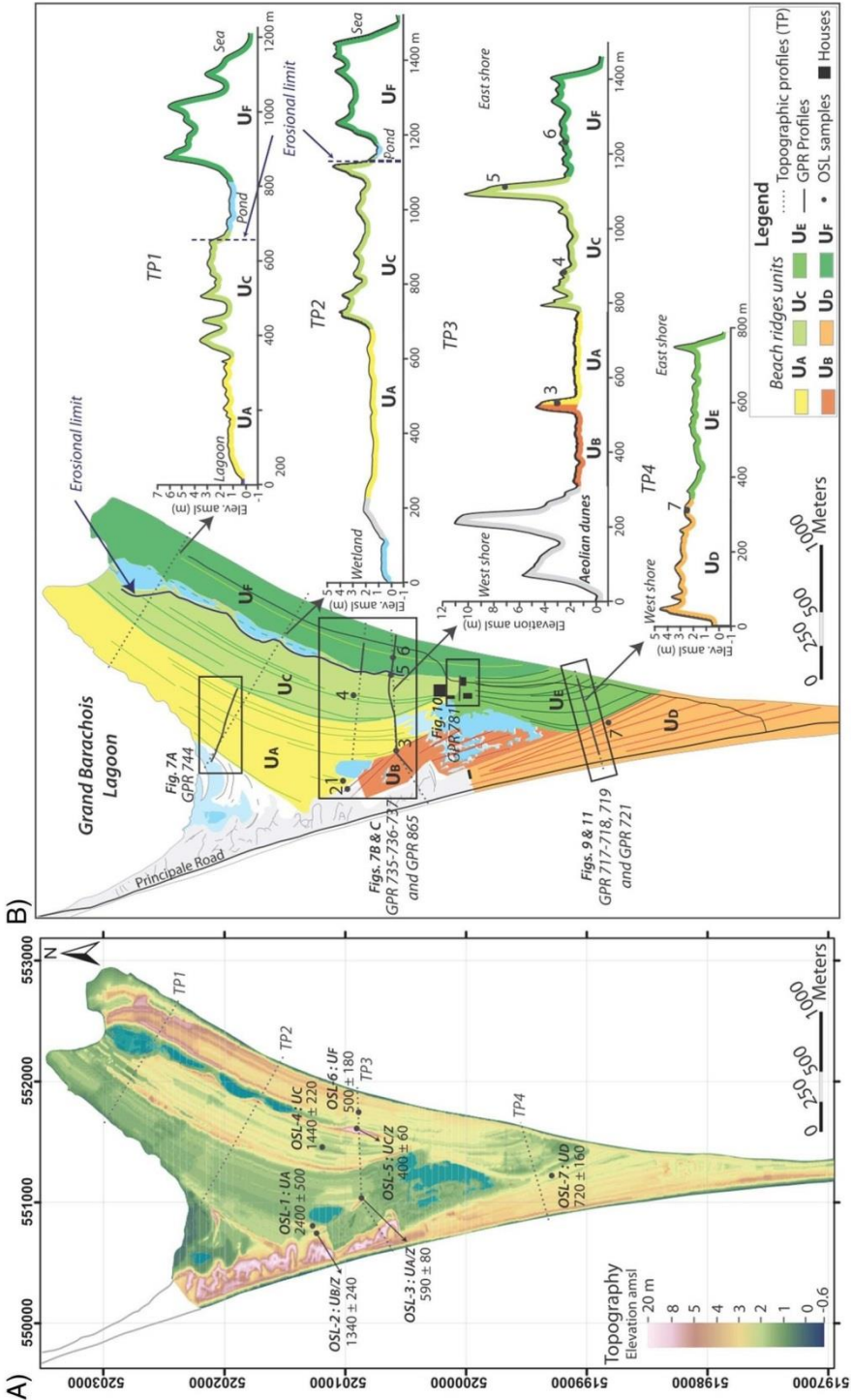


Fig. 5. A. Digital elevation model of the Miquelon-Langlade Barrier, projected in planar projection UTM Zone 21N, with location and ages of OSL samples noted. B. Delineation of beach-ridge sets (UA to UF) and shore-normal topographic profiles across ridge sets. Dashed lines represent the location of the representative topographic profiles given to the right. Gray lines indicate locations of GPR profiles given in Figs. 7, 9, 10 and 11. Elevation is given in meter above sea-level (amsl).

Table 1
Synthesis of beach-ridge features, radar and sedimentary characteristics for the eastward (S_E) and south-westward (S_W) progradational systems.

System	Unit	Area (km ²)	Number of ridges	Distance between individual ridges (m)	Ridge elevation (m, amsl)	Amplitude of swale-ridge (m)	Dip-angle of GPR reflections (°)	Thickness of beach-ridge units (m)	Nature of overlying sediments (U_Z)
S_E , concave	U_A	1.3	12	35–45 m	0.95–2.30	≤ 1 m	3.3–3.9°	4.5–7 m	Peat (0.5 m thick) Sand (Ø 0.2 mm; cm to m thick) Peat (1.0–1.5 m thick) or cover by sand: Butteriaux Dunes (Ø 0.2 mm) Pebbles + thin modern soil
	U_C	1.0	9	35–45 m (south) up to 55 m (north)	1.5–5.0 & one up to 10.5	≤ 1.5 m; head members ≥ 2 m	3.0–3.9°	6.0–7.5 m	
	U_E	0.4	9	35–45 m	0.95–3.0	≤ 1 m	2.3–3.3°	At least 4.5 m	
	U_F	1.1	6	From 20 m (south) to 50 m (north)	2.0–7.3	≤ 1.5 m	3.0–3.9°	4.5–6.0 m	
S_W , linear	U_B	0.3	~10	30–35 m	1.0–1.8	≤ 1 m	3.9–4.7°	4.5–5.8 m	
	U_D	0.8	8	From 25 (north) to 50 m (south)	1.7–4.6	≤ 1.5 m	3.6–4.3°	5.5–6.0 m	

northward within units U_C (35–55 m) and U_F (20–50 m), and southward within unit U_E (35–45 m).

4.1.2. The south-westward prograding system (S_W)

The south-westward prograding beach-ridge system (S_W) covers an area of 1.1 km², and is subdivided into two sets, U_B and U_D (Fig. 5B, Table 1). Northward, U_B and U_D are covered by the Butteriaux aeolian parabolic dune system (Figs. 1, 5).

Ridge set U_B has no connection with the lagoon or current shoreline. U_B is bounded in its eastern side by ridge set U_A . These two sets converge at the southern end of U_B at an angle of 32°, forming a V-shaped junction in planform. U_B measures 0.8–1.3 km long, 200–360 m wide and covers an area of 0.3 km². It is characterized by low, relatively flat topography, reaching no more than 1.0–1.8 m amsl (Fig. 5). Individual ridges are less pronounced than ridge sets elsewhere in the plain, but 10 individual beach ridges have been identified, with a spacing of 30–35 m.

U_D is the westernmost beach-ridge set of S_W . It terminates on its seaward (western) side at the current shoreline and active berm. The boundary between U_B and U_D (Fig. 5A) is defined by a sharp increase in elevation of more than 2 m. U_D and U_E are connected by a junction of parallel beach ridges. U_D is 1.8–3.0 km long, 200–450 m wide, and covers an area of 0.8 km². The ridges are characterized by an increase in elevation from 1.7 to 4.6 m amsl in a seaward direction and well-developed ridge-swale rhythmicity (up to 1.5 m in amplitude, Table 1). Eight linear beach ridges define this set, converging to the north at an attachment point (Fig. 5B). Paleo-shoreline orientations are south-southwestward facing, ranging from 154 to 167 compass degrees (Fig. 9D), respectively for the 1st (easternmost) to the last (the westernmost) ridge crest. Ridge spacing increases southward from 25 to 50 m.

4.2. Stratigraphic framework

GPR profiles were used to determine the internal architecture of the various components of the beach-ridge plain (Figs. 6–11). Radar units are defined by discontinuities (strong reflection surfaces), named L_A – L_G and L_Z , and correspond to the lower boundary of units. Stratal terminations and radar facies (reflection patterns, descriptions and interpretations) that characterize the Miquelon-Langlade beach-ridge plain are summarized in Fig. 6. Three groups of stratigraphic units are distinguished (Figs. 7, 9 and 10): 1) basal units (BU_1 to BU_3); 2) a series of 3–7.5 m thick beach-ridge units (U_A to U_F , and locally unit U_G); and 3) an overlying aeolian sand unit (U_{Z-Sand}) or peat deposits (U_{Z-Peat}). Basal units and/or reflection surfaces are not observed on all GPR profiles, because of shallow radar penetration (high signal-to-noise ratio) or attenuation of the radar signal by saltwater.

4.2.1. Basal units (BU_1 – BU_3)

A basal stratigraphic unit is observed in GPR profiles (Figs. 6, 7, 9 and 10) in three distinct areas. No physical connection could be established between these units in its three locations. It is therefore treated as three different units, BU_1 , BU_2 and BU_3 . Radar signals were attenuated rapidly in these units and did not penetrate to their lower boundaries. Basal units are not sampled or cored, thus the sedimentary nature of these units cannot be determined.

A 350-m long section of basal radar unit BU_1 is visible along the northeast part of the ridge plain (Fig. 7A). Here it is 2.5–3 m thick from its upper boundary to the radar limit. BU_1 has moderately continuous to discontinuous, sigmoid-oblique-shaped internal reflections with moderate signal intensity (Facies F4 in Fig. 6). Internal reflections in this unit dip in opposite directions: westward at 3–3.6° along 200 m of this profile and eastward at 3.5° along 150 m of this profile. Its upper boundary (L_A) has a smooth erosional truncation with top-lapping reflections (Figs. 6, 7A) and dips gently (0.6°) to the east.

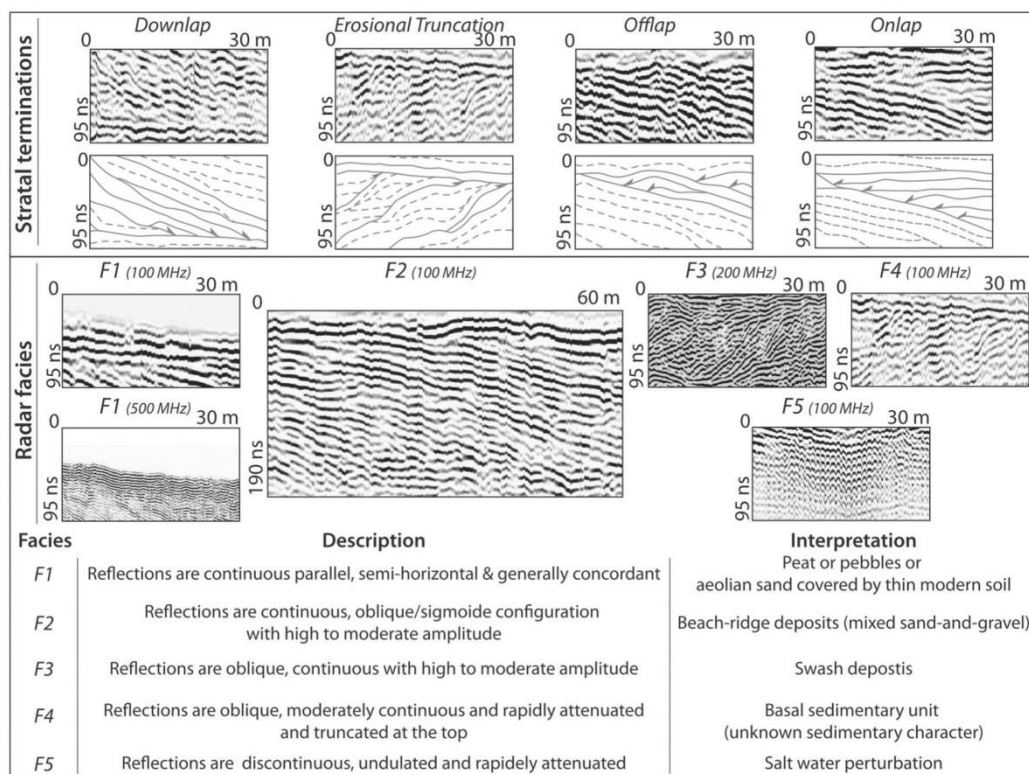


Fig. 6. Stratal terminations and radar facies (reflector pattern, description and interpretation) within the Miquelon-Langlade beach-ridge plain (25 ns = 1.5 m depth).

Basal radar unit BU₂ is visible along ca. 100 m of a GPR profile collected in the central part of the plain (Fig. 9A). It is characterized by a chaotic reflection configuration and a rapid attenuation of the radar signal. BU₂ is at least 2 m thick. At its shallowest point (−1 m msl), it forms a subsurface topographic high that serves as the pinning point for the overlying eastward- and westward-dipping beach-ridge units. The upper boundary (L_D to the west; L_E to the east) is continuous and has a strong amplitude signal. Eastward, BU₂ and its upper bounding surface (L_E) are not visible due to saltwater attenuation; to the west its visibility is limited by radar signal attenuation.

Basal radar unit BU₃ is visible locally (ca. 100 m wide and 700 m long) where both U_C and U_E originate (Figs. 5, 10), close to the houses and farms in the central section of the beach-ridge plain (Fig. 1C). This unit is characterized by near-horizontal internal reflections (<1°

eastward-dipping) in a cross-shore direction and by northward-dipping internal reflections (up to a 9° dip-angle) observed in shore-parallel transects (Fig. 10). It has a smooth, likely erosional, upper boundary (corresponding to L_E; Fig. 10). At its shallowest point, the upper bounding surface L_E reaches to −2 m msl.

4.2.2. Beach-ridge units (U_A–U_F)

Despite the spatial variability in their subaerial morphologies, radar units U_A through U_F display similarities in facies morphologies and organization (Figs. 7, 9, 11 and 12, Table 1). These six units can be divided into sub-units corresponding to phases of beach-ridge formation and progradation; for example, unit U_D has been sub-divided into sub-units D1 through D7, respectively, from the landward-most to the seaward-most unit (Fig. 9). The radar sub-units of U_A to U_F display

Table 2

Results of optically stimulated luminescence (OSL) dating of sediment samples from the Miquelon-Langlade Barrier: concentration of natural radionuclides (U, Th and K), equivalent doses (D_e), dose-rates and OSL ages (in bold).

Code	Unit	²³⁸ U (ppm)	²³² Th (ppm)	⁴⁰ K (%)	D _e (Gy)	Dose rate (Gy/ka)	Depth (m)	Luminescence Age (a)
OSL-1	U _A	1.44 ± 0.12	5.51 ± 0.07	1.33 ± 0.03	4.72 ± 3.37	1.98 ± 0.09	0.30	2400 ± 500
OSL-2	U _{B/Z}	1.41 ± 0.16	4.86 ± 0.07	1.37 ± 0.03	2.55 ± 1.08	1.91 ± 0.08	0.30	1340 ± 240
OSL-3	U _{A/Z}	1.02 ± 0.13	4.92 ± 0.07	1.45 ± 0.03	1.23 ± 0.16	2.10 ± 0.07	0.53	590 ± 80
OSL-4	U _C	1.16 ± 0.15	4.99 ± 0.07	1.35 ± 0.03	2.61 ± 0.97	1.81 ± 0.09	0.40	1440 ± 220
OSL-5	U _{C/Z}	1.54 ± 0.16	4.95 ± 0.08	1.39 ± 0.03	0.84 ± 0.12	2.12 ± 0.07	0.50	400 ± 60
OSL-6	U _F	1.10 ± 0.21	5.58 ± 0.10	1.40 ± 0.03	1.08 ± 0.39	2.14 ± 0.07	0.37	500 ± 180
OSL-7	U _D	1.23 ± 0.12	5.88 ± 0.08	1.44 ± 0.03	1.67 ± 0.36	2.33 ± 0.06	0.43	720 ± 160

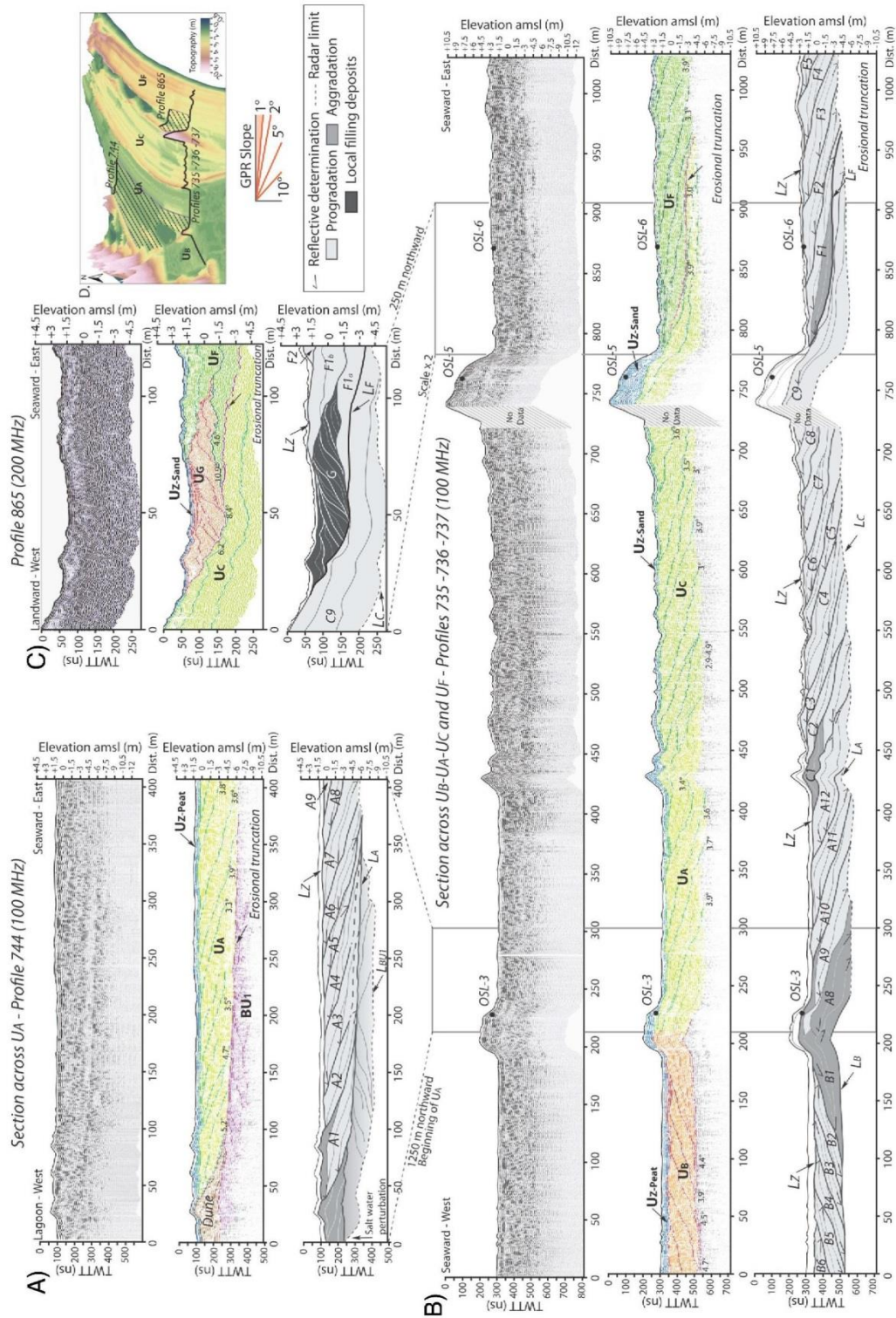


Fig. 7. Section across Ua-Uc-Uf showing profiles (A) 744, (B) 735–736–737 and (C) 865 acquired with the 100 MHz and the 200 MHz frequency GPR antennae. GPR data are given in nanosecond (ns) two-way travel time (TWTT) and elevations are with reference to msl. Processed (top), reflection-traced (middle) and interpreted (bottom) versions of the profiles are shown. Interpreted profiles indicate the aggradational and progradational patterns. Crests of each beach ridge, reflective terminations, names of units and sub-units are identified. D. 3D topographic DEM with the location of each profile.

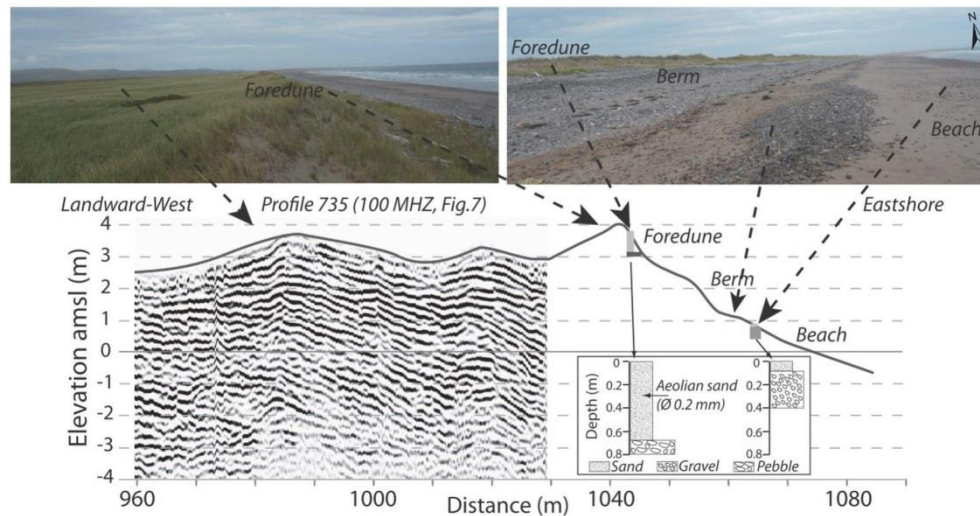


Fig. 8. Section in the seaward extension of U_F (GPR Profile 735, 100 MHz antenna, Fig. 7) showing the modern mixed sand and pebble beachface and berm. The nature of the modern beach is illustrated by photographs, topographic data and augers. Elevations are with reference to msl.

sigmoidal configuration, continuous to near-continuous internal reflections with high to moderate amplitude reflections (Fig. 11, Facies F2 in Fig. 6). Each ridge is identified by the contact between internal reflections by the truncations of seaward-most reflections in contact with offlapping or onlapping reflections (Figs. 7, 9 and 11). A detailed view of the upper part of the wave-built facies (Fig. 11) shows this overtopping laminae or lens form. The swales in this system are recognized only by their relatively low elevations; their upper contacts generally correspond with the sediment surface.

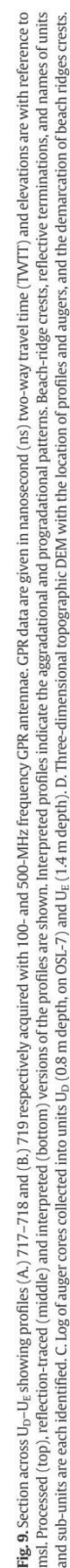
Beach-ridge radar units differ in both thickness and seaward dip angle (Table 1). True dip angles are $2.3\text{--}3.9^\circ \pm 0.5^\circ$ and $3.6\text{--}4.7^\circ \pm 0.5^\circ$, for S_E and S_W respectively. Bounding surfaces of sub-units within the beach-ridge units are seaward-dipping and are characterized by offlap (dipping landward at $<1^\circ$ to 2°) and downlap (seaward) terminations. For example, downlap terminations are recorded along 350 m on the lower boundary L_A , on the entire lower boundary L_B and locally for L_D , L_E and L_F (Figs. 7, 9). These are not visible elsewhere due to limited radar penetration. Across the plain, the upper boundary L_Z increases in elevation from 0 to 3.5 m amsl in a seaward direction. Sediment cores demonstrate that beach-ridge sets are composed of mixed coarse sand and gravel or pebble deposits (Fig. 8, Log-1 and Log-2 in Fig. 9C and cores in Fig. 13). Although the gravel percentage is generally consistent across the plain, sandy sections of the beach ridges are coarser (grain size mode at 0.5 mm) to the south of the plain (U_D) and finer elsewhere (mode = 0.315 mm) (Figs. 9C, 13). Unlike the overall pattern of seaward progradation of the different sub-units (Figs. 7, 9), intersections between U_A and U_B (eastward- and westward-dipping units, respectively; Fig. 7B) and U_D and U_E (westward- and eastward-dipping units, respectively; Fig. 9) correlate with sections of units containing near-horizontal internal reflections. Moreover, the intersection between U_D and U_E shows evidence of synchronous formation of both sub-units D1 and E1 (Fig. 9). These are overlain by sub-unit D2, which contains near-horizontal to landward-dipping internal reflections that are especially visible at high (500 MHz) radar frequency (Fig. 9B). The intersection between U_C and U_F is evidenced by a strong amplitude signal and continuous reflection (Fig. 7B, L_F). Locally, 250 m north of this junction, another unit (U_G) is intercalated between U_C and U_F (Fig. 7C, Profile 865). This unit is 80 m wide, 3 m thick and contains only landward-dipping ($4.6\text{--}10.9^\circ$ dip angle) internal reflections, which is in contrast to all other beach-ridge units.

4.2.3. Superficial unit ($U_{Z\text{-Peat/Sand}}$)

Beach-ridge units are draped by a superficial unit U_Z (Table 1). High frequency antennae (200, 250 and 500 MHz) revealed continuous parallel to sub-parallel internal reflections with moderate to high amplitudes (Facies F1 in Fig. 6). The composition of U_Z varies spatially, as evidenced by vibracore sediment cores and surficial sampling. This unit can be divided into two categories: peat ($U_{Z\text{-Peat}}$) and sand deposits ($U_{Z\text{-Sand}}$) (Table 1). Above U_A and U_B , auger cores indicate that U_Z is formed by peat and dense vegetation ($U_{Z\text{-Peat}}$ is 0.5 and 1.0–1.5 m thick, respectively; Fig. 7B). Above U_C , U_E , and U_F , U_Z appears primarily as a centimeter- to decimeter-thick layer, composed of unimodal sand (0.2 mm) and covered by thin modern soil. Unique to its occurrence above U_D , unit U_Z is primarily composed of pebbles draping ridges and covered by very thin modern soil. There is no evidence of any peat or sand cap deposits on these ridges (Fig. 9C). In sparse locations, unit $U_{Z\text{-Sand}}$ forms a set of high, shore-parallel sandy ridges or relict foredunes. For example, at the intersection between U_A and U_B , unit U_Z forms a 2–3-m-high sandy ridge whose geometry mimics that of the underlying V-shaped (in planform) contact. Proximal to the Grand Barachois Lagoon inlet, a set of 4–7 shore-parallel U_Z relict foredunes reach up to ~4.5 m amsl. At its most extreme, a single such relict foredune ridge in the central section of the beach-ridge plain reaches to ~10.5 m amsl (Figs. 5, 7B).

4.3. Luminescence ages

Seven OSL dates provide limited chronologic control of beach-ridge formation and unit deposition (Table 2). Dates range from 2400 ± 500 BP to 400 ± 60 BP. The age distribution throughout the beach-ridge plain is geologically consistent with the progradational pattern evidenced by geomorphological features. The estimated ages decrease to the south (from U_A to U_D for example) and toward the present coastlines (from U_A to U_F for example, Table 2 and Fig. 5A). Results of OSL dating reveal that the beach-ridge plain has formed following the deceleration in RSL rise (Fig. 2, Forbes et al., 1993; in Forbes and Syvitski, 1994; Bell et al., 2003; Daly et al., 2007). Samples collected from the superficial unit U_Z , for three prominent ridges having thick sand deposits, returned ages that are generally younger than those from the corresponding beach-ridge units (Table 2), especially OSL-3 at the southern



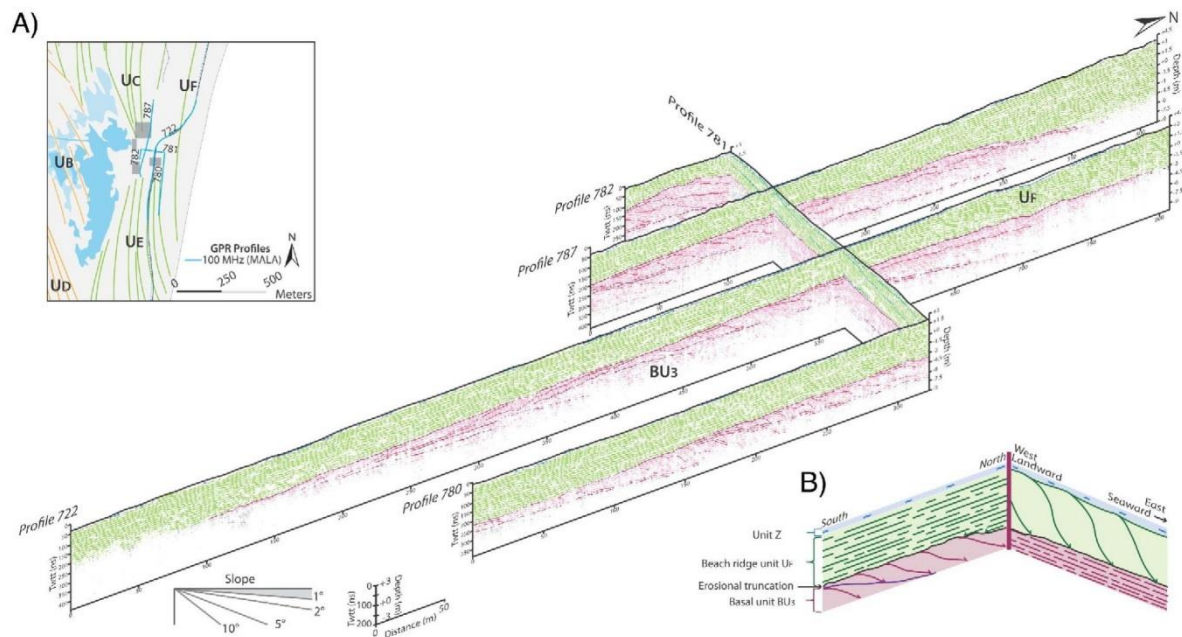


Fig. 10. A. Three-dimensional, reflection-traced fence diagram showing the basal unit BU₃ below ridge unit U_f. Diagram derived from profiles 722, 780, 781, 782, and 787, each acquired with a 100 MHz frequency GPR antenna. Profile locations shown in inset. B. Interpreted close-up of GPR profile crossing showing orthogonal true-dips of units U_f and BU₃.

end of U_{A/Z} (Fig. 5A). The two other U_z ages are consistent with progradational pattern, emphasized above.

5. Discussion

5.1. Internal architecture of the plain

5.1.1. Interpretation of stratigraphic units

Three sets of stratigraphic units form the framework of the Miquelon-Langlade plain: a basal unit BU₁₋₃, a beach-ridge unit U_{A-G} and a superficial unit U_Z(Sand/Peat).

Unit BU, visible only in disparate locations along the eastern side of the barrier, shows evidence of having built via eastward (BU₁) or northward (BU₃) progradation. This unit is characterized by a smooth upper boundary (Figs. 7A, 10), likely formed as an erosional surface at the leading edge of beach-ridge progradation, and could be interpreted as relic shoals. The complex morphology of the beach-ridge sets in the eastern side of the barrier likely reflects intertidal and subtidal basement controls, which initially affected wave refraction patterns and sedimentation trends. Ultimately, topographic highs of the basal unit provided pinning points for beach ridge initiation and their overall distribution controlled the evolution of the beach ridge plain (Figs. 7, 9 and 10).

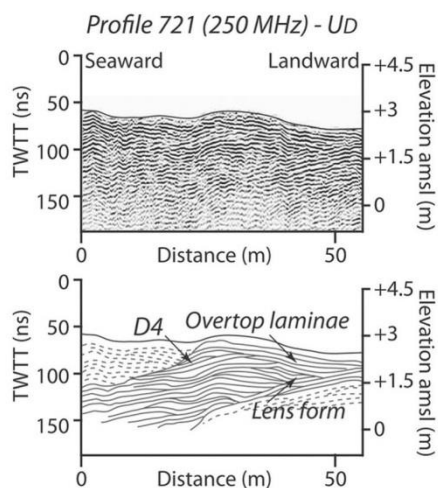


Fig. 11. High-resolution image of a single ridge of unit U_D (westward prograding unit, Profile 721), acquired with a 250 MHz frequency GPR antenna. Processed (top), and interpreted (bottom) versions of the profile are shown.

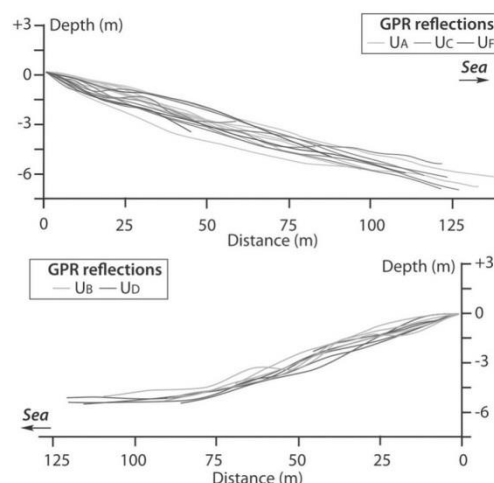


Fig. 12. Superposition of GPR main reflections for the eastward (U_A, U_C and U_F) and westward (U_B and U_D) prograding systems.

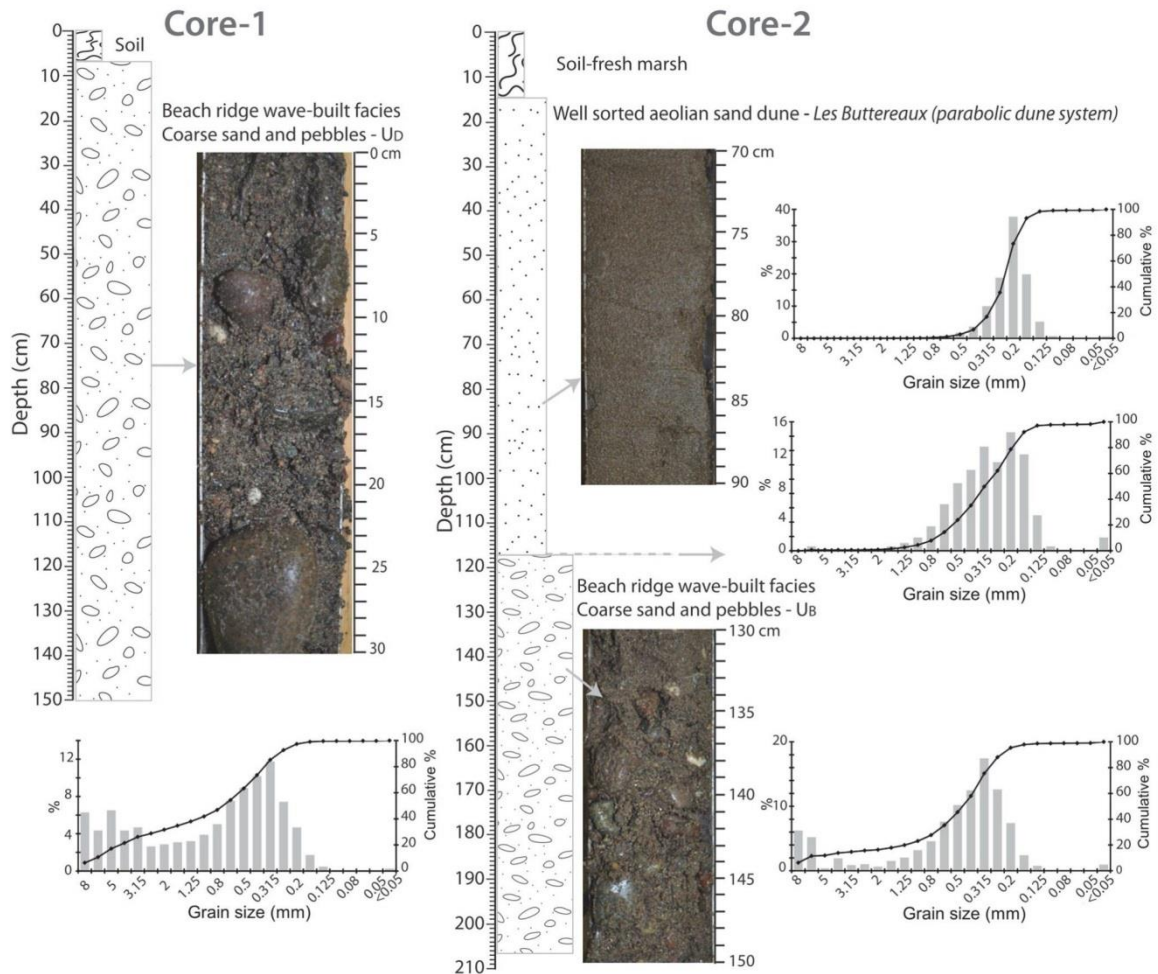


Fig. 13. Graphic core log, facies photographs and associated grain-size distributions from Core-1 and Core-2 (location shown in Fig. 2B). Beach ridges are composed of mixed coarse sand (0.315 mm) and pebble facies. Here, the beach ridges are overtopped with well-sorted sand (0.2 mm) of the Butteaux parabolic dunes (Core-2) and/or soil.

The beach-ridge complex is composed of a series of sub-units that are each interpreted as periods of continuous progradation of both the S_E - and S_W -progradational systems. Sub-units are contiguous and separated from one another by narrow swales at the surface of the units. Within these units, uniform slopes are observed with depth. As such, units U_A to U_F are interpreted as both foreshore and upper shoreface deposits. These wave-built deposits are thick (up to 7.5 m), but Engels and Roberts (2005) have reported similar thickness (6–8 m) in a sandy-gravel beach-ridge plain in British Columbia (Table 3). Three progradational configurations are recognized within the overall beach-ridge system:

- (1) Southeastward progradation (U_A to U_F), interrupted by erosional event(s) which form a distinct erosional surface (for example, the eastern boundary of U_C (Fig. 7B) and the L_F discontinuity between U_C and U_F (Fig. 7)). This discontinuity can be compared to those described by Brooke et al. (2008) at Keppel Bay in Australia, where erosion is the result of intense storms, high wave run-up, storm surge, and/or coastal setup causing erosion and offshore transport of the sand (e.g., Komar, 1998; Buynevich et al., 2004; Dougherty et al., 2004; Masselink and van Heteren, 2014).

- (2) Landward-dipping beds observed in local unit U_C . This unit is located where units U_C and U_F become disjoined, due to realignment of the shoreline at the initiation of U_F leaving available space between the two units and enclosing semi-circular ponds northward. In contrast to the rest of the beach-ridge plain, this feature formed through the landward movement of sediment, which occurred early in the developmental history of U_F . This feature could be interpreted either as a landward-migrating shoreface bar (c.f., Lindhorst et al., 2008; Costas and FitzGerald, 2011) or as washover deposits (c.f., Neal et al., 2002, 2003), formed as sediments overtopping U_F early in its progradational, and filling the available accommodation between U_C and U_F .
- (3) A section of horizontal to sub-horizontal, intercalated layers southward of the junction between U_D and U_E , i.e., the contact between S_W and S_E . These are interpreted as overwash deposits from the west coast (Fig. 9) emplaced during the initial development of U_D and U_E .

Beach-ridge units (U_A – U_F) are draped by unit U_Z . In some areas, this unit consists of peat deposits (U_{Z-Peat}), reflecting progressive flooding of low-elevation regions of the beach-ridge plain by rising RSL. U_{Z-Peat} overlies low topographic beach ridges (e.g., U_A and U_B), smoothing the

Table 3
 Synthesis table of the diversity in beach-ridge systems across the world: sediment composition (sand, mixed, gravel), processes influencing their formation, their internal architecture characteristics and dip-angle internal reflections. N/A: information not available; BR: beach ridge.

Sediment	Location	Processes of beach-ridge formation; wave-built facies	Internal architecture	Dip-angle	Source	Internal architecture
Sandy	Arctic Norwegian coast West Africa East Japan Gulf of Mexico, Alabama, USA	<ul style="list-style-type: none"> • Low wave energy; abundance of sand; <i>RSL fall</i> • Swash-bar welding; <i>RSL fall</i> • Fair-weather wave conditions; <i>RSL fall</i> • Fair-weather wave conditions; berm accretion; <i>RSL rise</i> 	N/A N/A Parallel and seaward dipping laminations Complex sigmoidal-oblique and seaward dipping reflectors	N/A N/A ~2° 2–2.8°	Sanjaume and Tolgensbakk (2009) Anthony (1995, 1999) Tamura et al. (2008) Rodriguez and Meyer (2006)	
Mixed sand–shell	North Gulf of Mexico, Florida, USA (Strandplain ridge) New Zealand Pinheira, Brazil NE Australia Shark Bay, W. Australia	<ul style="list-style-type: none"> • Fair-weather wave conditions; swash accretion • Berm and swash accretion + overwash; <i>RSL fall</i> • Fair-weather wave conditions; swash accretion; <i>RSL fall</i> • Tropical cyclone; one storm-one ridge • Cyclonic surge, High energetic storm waves, surges and swash; <i>RSL fall</i> 	N/A Parallel seaward dipping reflectors Tangential to sigmoidal reflectors, seaward dipping Crest: Horizontally bedded Landward: Washover-facies Seaward: usually structureless Seaward prograding tabular layer packing	N/A ~10° 3.5–5° – Up to 15° – 10°–<20° (older BR); <10° (younger BR)	Rink and López (2010) Nichol (2002) FitzGerald et al. (2007) , Hein et al. (2013) Nott and Hayne (2001), Nott et al. (2009), Nott (in press) Jahnert et al. (2012)	
Mixed sand–gravel	SW British Columbia, Canada Gulf of Almeria, Spain Anholt Island, Denmark SE England (Chenier)	<ul style="list-style-type: none"> • Fair-weather wave conditions; swash-accretion; <i>RSL rise</i> • Wave/swash-accretion; <i>RSL stability with oscillation</i> • Storm activity: more than one storm; <i>RSL fall</i> • High wave energy; overwash processes and beach face deposits 	Oblique, parallel reflectors Seaward dipping Seaward dipping parallel laminations (trenches) Seaward dipping, oblique-parallel reflectors and washover-sheet Landward: Washover-sheet and -delta (downlapping stratification) deposits Seaward: beach face deposits	5–12° 6–7° 3–10° Up to 4° Up to 20° ca. 5°	Engels and Roberts (2005) Goy et al. (2003) Clemmensen and Nielsen (2010), Bjørnsen et al. (2008) Neal et al. (2002, 2003)	
Gravel to boulder	Arctic Norwegian coast	<ul style="list-style-type: none"> • Boulders: only push upward during high energy storms; <i>RSL fall</i> 	N/A	N/A	Sanjaume and Tolgensbakk (2009)	N/A

N/A: information not available; BR: beach ridge.

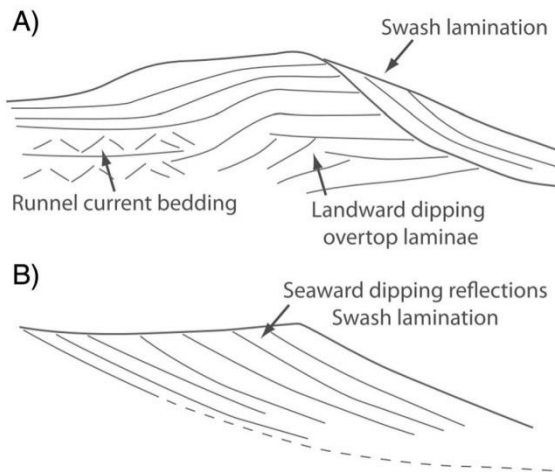


Fig. 14. Examples of internal sedimentary structure of beach ridges with A. landward- and seaward-dipping beds and B. seaward-dipping beds. Modified from Carter (1986).

topography of the beach-ridge plain. Elsewhere (e.g., overlying U_C and U_F), U_{Z-Sand} dominates. This unit is dominantly relict foredune ridges composed of well-sorted aeolian sand deposits. These features are well-developed within the eastward-prograding system and proximal to the lagoon inlet. This likely reflects the presence of a proximal sand source along the western shore; this region of the plain also contains the widest and most gently sloping beach in the plain.

5.1.2. Beach ridge internal architecture

A variety of internal architectures have been reported for beach ridges, resulting mainly from differences in wave exposure and sedimentary characteristics (e.g., Psuty, 1965; Hine, 1979; Carter, 1986; Rodriguez and Meyer, 2006; Jahnert et al., 2012). Recent studies using GPR show that the internal architecture of beach ridges is formed primarily by seaward-dipping internal reflections (e.g., Engels and Roberts, 2005; Rodriguez and Meyer, 2006; FitzGerald et al., 2007; Barboza et al., 2009; Jahnert et al., 2012; Hein et al., 2013; Table 3). These are typically similar to the model proposed by Carter (1986) and exhibited in Fig. 14B, with parallel-and-seaward dipping reflections, formed through beachface accretion from sediment driven onshore by fair-weather waves. Landward-dipping beds are also

common in beach-ridge plains (Fig. 14A, Table 3) and have been variably attributed to overwash deposits and landward migrating bars.

The Miquelon-Langlade plain has similar gross characteristics to those of other beach-ridge plains throughout the world (Figs. 7, 9 and 11; Table 3). However, the overall internal architecture of the mixed, coarse-clastic and pebble beach ridges of Miquelon-Langlade (Fig. 15B) exhibits some important differences compared to those of sandy beach ridges. In most sandy systems built under fair-weather wave conditions, beach ridges are characterized by oblique parallel to low sigmoidal swash laminations/beds (Fig. 14B; Table 3). Individual beach ridges of the Miquelon-Langlade plain contain seaward and landward sides with very different slope angles: typically, the seaward sides of individual ridges are much steeper (up to ca. 5°) and landward sides have gentler slopes ($<1^\circ$ up to 2°) (Fig. 15). Radar profiles (Figs. 7, 9) reveal that each individual beach ridge within the U_A – U_F packages have sigmoidal configurations, with well-defined sigmoid-shape, seaward-dipping internal reflections, and offlap (landward) and downlap (seaward) terminations (Fig. 15B, 100 MHz antenna profile). The superposition of sigmoidal reflections within individual ridges is evidence of both aggrading (thickening) and prograding (widening) phases of beach-ridge construction. At higher resolution (Figs. 11, 15C, 250–500 MHz antenna profile), lens-shaped forms and overtopping features can be delineated at the top of ridge. However, the relationship between the sedimentology of these ridges and their internal architectural patterns requires additional sedimentological data and further study.

Models of the internal architecture of gravel or mixed sand-and-pebble beach ridges are rarely proposed. Some studies have used GPR to investigate mixed sand-and-gravel beach-ridge systems (Neal et al., 2003; Engels and Roberts, 2005; Bjørnsen et al., 2008), but these were not focused on providing architectural models of mixed sediment ridges. FitzGerald et al. (1992) proposed an organization with sigmoidal accretionary wedges, for a succession of alternating sand deposits and gravel-ridges (sand or gravel layers, not mixed) on Buzzards Bay (Massachusetts, USA). The architecture model proposed for the Miquelon-Langlade sand-and-gravel beach ridge system is quite different from models published for sandy beaches (Fig. 14), especially with respect to the well-pronounced sigmoidal-shaped reflectors and the multiple visions at different vertical resolution scales. However, detailed studies of other coarse, mixed-sediment beach-ridge systems will be required to determine the breadth of the model's applicability. Furthermore, most beach-ridge systems were developed during periods of RSL fall (Table 3). By contrast, the Miquelon-Langlade beach-ridge plain formed during a period of RSL rise. Thus, an interesting extension of this work would be to compare coarse-clastic beach ridges formed as a result of forced regression (RSL fall) to those formed by normal regression.

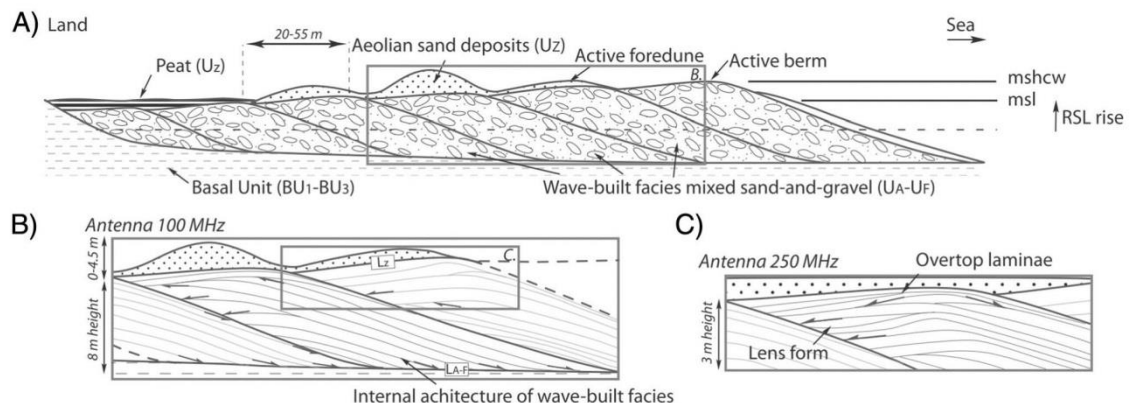


Fig. 15. A. Proposed formation scheme of the mixed sand-and-pebble beach ridges of the Miquelon-Langlade beach-ridge plain (msl: mean sea level; mshcw: maximum swash height of constructive wave). B. Internal architecture pattern for the Miquelon-Langlade plain, derived from detailed subsurface imagery provided by 100 MHz and C. 250 MHz GPR antennae.

5.2. Processes involved in beach-ridge formation

The models and processes involved in beach-ridge formation have been broadly classified according to sediment composition and wave processes (Tamura, 2012; Table 3). Sandy beach-ridge construction is initiated by berm or beachface progradation, which can be related to fair-weather wave conditions (Stapor, 1982; Tanner, 1995; Rodriguez and Meyer, 2006), swash height of constructive waves (Tanner and Stapor, 1971; Tanner, 1995; Nichol, 2002) and/or high-energy wave impacts (Hayne and Chappell, 2001; Nott et al., 2009; Nott, 2014). Gravel beach ridges are influenced by high-energy events; ridge height is directly related to storm-wave swash heights (Carter, 1988; Taylor and Stone, 1996; Sanjaume and Tolgensbakk, 2009). Other modes of formation are attributed to local and multi-decadal sea- or lake-level oscillations associated with changes in swash level (Tanner, 1995; Storms and Kroonenberg, 2007) or swash-bar welding events (Hine, 1979; Anthony, 1995, 2009; Nichol, 2002).

Sedimentary and geomorphological characteristics of the Miquelon-Langlade plain suggest that fair-weather waves play the dominant role in beach-ridge formation. Sediment for the development of this system was provided by the erosion and reworking of proximal moraines on the shoreface and coastal zone (Fig. 1B) by waves and tides. Constructive waves are the principal mechanism involved in the transport of coarse sediments (coarse sand to pebble) to form beach ridges and their associated seaward-dipping bedding. Unlike storm-built gravel beach ridges that are formed during high-energy events (each ridge attributed to a single storm event; e.g., Nott et al. (2009) or Sanjaume and Tolgensbakk (2009)), there is no evidence linking the elevation of wave-built deposit heights to storm-wave elevations on the Miquelon-Langlade plain. Rather, the architecture and the topography of the beach-ridge plain suggest that formation of wave-built facies reflects both the elevation of msl at the time of formation and the significant wave heights during constructive wave conditions, with the likely superposition of energetic events (Fig. 15A). Evidence of modern berm formation (Fig. 8) suggests that seaward progradation occurs through the deposition of combined sand and gravel deposits (Fig. 15), reflecting the variation of wave-energy conditions over its formation. Here, sand and gravel are deposited simultaneously within a single beach ridge. This model contrasts with that proposed for sand deposition and gravel-ridge construction at Buzzards Bay in southern Massachusetts (USA), in which temporal changes in sediment supply provided for alternating periods of sand and gravel delivery to the beach (FitzGerald et al., 1992).

On the Miquelon-Langlade plain, wave-built facies can be subsequently covered by an aeolian cap, but the sand cover is highly variable from one ridge to the next, and locally thicker close to the inlet system. Several mechanisms have been proposed to explain the superposition of sandy aeolian dunes/foredunes on gravel beach ridges (e.g., Taylor and Stone, 1996; Nichol, 2002; Orford et al., 2003). Among these, Orford et al. (2003) highlight a situation in which dune formation alternates with gravel ridge development. In this scenario, sand is transported by aeolian processes from the modern beach to the top of previous gravelly beach ridge. Given the characteristics and evidence of the development of the modern beach and berm ridges in the Miquelon-Langlade Barrier (Fig. 8), this alternating sediment decoupling mechanism (Orford et al., 2003) appears to be an appropriate way to explain the latest beach-ridge formation. By analogy, this mechanism could be extended to the entire beach-ridge plain. However, ages associated with aeolian sands (Table 2) and the sand cover spatial variability, indicate that the decoupling mechanism may be more complicated. Indeed, the size and spacing of these ridges may be related to paleo-climatic variability that may have caused either periods of shoreline stabilization, enhanced sediment fluxes, or remobilization of dune sands (e.g., Guedes et al. (2011)). However, determining the precise mechanisms responsible for these aeolian sand deposits requires further study.

In summary, the following stages of beach-ridge construction for Miquelon-Langlade plain are recognized: (i) landward movement of sand and gravel, likely derived from the erosion of nearby glacial deposits (moraines) and driven onshore by constructive waves; (ii) formation of a sand-and-gravel berm at an elevation determined by msl and swash wave height; (iii) the initiation of new berm building seaward of this first berm (now the first ridge in the set), and separated by a narrow swale; (iv) accretion of an aeolian sand cap on the previous mixed sand-and-gravel relict ridge; and (v) stabilization of the foredune by pioneer grasses and eventual soil formation as successive ridges are stranded by the prograding beach-ridge plain.

5.3. Role of wave regime in beach-ridge formation

Beach-ridge formation is influenced by a number of parameters such as RSL variations, physical characteristics (grain size, mineralogy) of available sediments, rates and processes associated with sediment supply, local climate changes and wave regime. Isolating the influence of a single parameter is complex and difficult to achieve. However, the fact that units U_D and U_E (westward- and eastward-prograding units, respectively) show evidence of synchronous initiation of progradation (Fig. 9) allows for the assumption that msl, climatic conditions, and shoreface composition were similar along both the east and west coasts of the barrier during the early stages of the beach-ridge progradation. Thus, comparisons between the oldest sections of these eastward- and westward-prograding units allow for investigation and comparison of the influence of wave regime on beach-ridge formation.

5.3.1. Influence of wave regime on beach-ridge architecture

Beach-ridge units U_D and U_E exhibit similar internal architectures, but demonstrate different angles of internal, seaward-dipping reflections. Specifically, the foreshore and upper shoreface slopes of the southern-most sections of beach ridges along the western, exposed coast (3.6 – 4.3° for U_D) are steeper than those along the eastern, sheltered coast (2.3 – 3.3° for U_E) (Table 1, Figs. 9, 12). Similar contrasting slopes are also noted in more northern and older sections of the plain: the westward-prograding system has slopes of 3.6° – 4.7° , whereas those of the eastward-prograding system dip at 2.3° – 3.9° (Table 1, Fig. 12). As these units all share broadly similar sedimentary compositions (alternating coarse-sand and gravel deposits), slope variations (1 – 2° difference) cannot be ascribed to sediment characteristics; more likely, these differences reflect contrasting wave exposures. Furthermore, study of wave propagation, coupled with sediment transport modeling, will be required to investigate the impact of waves (pattern, angle, energy) on each coast, and to explain the different slopes observed.

Angles of internal bedding within individual beach ridges can demonstrate a broad range even across proximal sites with similar geologic and coastal settings (e.g., FitzGerald et al., 2007) (Table 3). Globally, dip angles from beach ridges range anywhere from 1 to 23° for fine sand to gravel (Jol et al., 1996). Generally, beach-face angles tend to increase with increasing grain size (e.g., Komar, 1998; Tamura, 2012; Table 3), though any simple relationship is complicated by the dominant wave conditions present at any given site (Table 3). However, for systems created with fair-weather wave conditions or swash height of constructive waves, reflection dip-angles (paleo-foreshore slopes) range from $<2^\circ$ for beach ridges composed of fine sand (Tamura et al., 2008), up to 3.2° for those dominated by medium to coarse sand (Rodriguez and Meyer, 2006). Steeper slopes of up to 3 – 10° , and 5 – 12° , respectively, have been reported for mixed sand-and-gravel beach-ridge plains in Denmark (Ahnolt Island) (Bjørnsen et al., 2008; Clemmensen and Nielsen, 2010) and British Columbia (Engels and Roberts, 2005). For the Miquelon-Langlade plain, foreshore/upper-shoreface slopes coincide with those for coarse sand and gravel ridges, but with a lower range than reported elsewhere. Here, the range of slopes (ca. 2.5 – 5°) is mainly due to beach-ridge sedimentary composition and the

variability in wave energy between the exposed and the sheltered coasts. Notably, the paleo-foreshore/upper-shoreface slopes are broadly similar from the oldest to youngest ridges in both the eastward- and westward-prograding systems (Fig. 12). This indicates that the constructive wave regime that drove ridge formation was broadly similar over the last 2400 years.

5.3.2. Beach-ridge morphology in plan view

Beach-ridge plains commonly prograde in one major direction, due to the uni-directional open configurations of most coastal systems. Few systems, like the Miquelon-Langlade plain and Anholt Island (Kattegat Sea; Clemmensen and Nielsen, 2010) have two open coasts where beach-ridge systems can grow independently and bi-directionally. In this manner, these systems evolve similarly to tombolos and cusped forelands, though the forcings are different. The plan view form of an individual beach ridge (concave, convex or linear) is the result of wave refraction, mainland and offshore topography, alongshore transport, and shoreline orientation. Several studies have sought to reconstruct past fluctuations in wave climate (ocean swell direction, dominant longshore transport direction), climate change (as frequency of storm activity) or RSL variation to explain changes seen in beach-ridge orientations and truncation patterns (e.g., Domínguez et al., 1992; Goy et al., 2003; Rodríguez and Meyer, 2006; Rink and López, 2010). At Miquelon-Langlade, these various forcings have combined with a bi-directional progradational system to form two beach-ridge systems, each with their own characteristic size and shape (Figs. 1, 4 and 5).

The western shore of the Miquelon-Langlade Barrier is exposed to higher wave energy than the eastern shore (Robin, 2007; Billy et al., 2013). Wave refraction patterns and resulting alongshore sediment transport lead to linear-trending ridges (U_B and U_D). The orientation of these linear beach ridges along this shore shows evidence of shoreline rotation over the last ~800 years (wavelength doubles from the north to the south, Table 1 and Fig. 5). This rotation appears to have been gradual (Figs. 1C, 5), leading to a progressive readjustment of the shoreline position (from southwest to west), toward its modern equilibrium position, and the resulting fan-shape of the westward-prograding beach-ridge system. A similar pattern and construction history are seen in the beach-ridge plain of Anholt Island (Bjørnsen et al., 2008; Clemmensen et al., 2012), where the central unit (Level I) migrated continuously (from the NW to the NE) over its period of formation, creating a vast fan-shaped pattern. Beyond simply maintaining the imprints of paleo-shoreline positions or the re-orientation of successive units (e.g., Goy et al., 2003; Rodríguez and Meyer, 2006), these rotating beach-ridge plains record the continuous evolution of the system toward their equilibrium positions.

The eastward-prograding beach-ridge system at Miquelon-Langlade was anchored to a single point, creating the double concave pattern with ridges oriented both southeastward (U_A , U_C) and eastward (U_E) (Fig. 5). The absence of evidence of either a reef or islet both offshore (Robin et al., 2013) and within the plain indicates that the pattern of wave refraction and diffraction was caused by a feature that was likely subaqueous during beach-ridge formation, such as basal unit BU_3 (Fig. 10). Our methods did not allow for the determination of the sedimentary nature of this basal sedimentary unit. However, its impact on the overlying beach-ridge plain was similar to that expected for a shallow till/bedrock headland or islet: refracting waves and altering the shoreline orientation, thus creating the two sets of concave beach ridges along the eastward-prograding shoreline. The influence of similar topographic controls, typically bedrock, has resulted in morphologically similar concave beach-ridge plains along Lake Michigan in USA (Thompson and Baedke, 1995; Argyilan et al., 2005), Iluka-Woody Bay in Australia (Goodwin et al., 2006), and parts of the Norwegian coast (Sanjaume and Tolgensbakk, 2009), among others. Thus, the Miquelon-Langlade beach-ridge system emphasizes the importance of the inherited topography (BU_{1-3}) on the wave dynamics and resulting beach-ridge

organization. However, unlike previous examples, it is not ascribed to offshore bedrock or bedrock headland but to a sedimentary basal unit.

6. Conclusions

The Miquelon-Langlade beach-ridge plain is a well-preserved mixed sand-and-gravel plain. The plain is formed by two distinct, opposing beach-ridge systems which have built along a bi-directionally prograding coast over at least the last ca. 2400 yr. A high-resolution, dense grid of ground-penetrating radar records and topographic data provide a three-dimensional view of this beach-ridge plain. Six beach-ridge units comprise the plain and although they exhibit similarities in architectural pattern, they have distinct internal-reflection dip angles, surface topographies (beach-ridge altitude, amplitude and spacing), and plan-shape morphologies (linear and concave).

The detailed investigation of this beach-ridge plain emphasizes four highlights.

First, the beach-ridge plain is situated atop a basal sedimentary unit, which not only provided a platform upon which the plain could prograde, but also modified wave approaches and altered shoreline positions during the period of progradation. This morphology highlights the primary influence of inherited topography, here ascribed to sedimentary basal unit and not offshore bedrock or headland, on beach-ridge plain development and organization.

Second, individual wave-built beach-ridge deposits can be defined by a gentle landward side and a steep seaward side. They are composed of coarse sand and gravel deposits, and can be as much as 8 m thick, comprising both foreshore and upper shoreface deposits. Their internal sedimentary architecture is defined by well-developed sigmoidal configurations with seaward-dipping internal reflections. At a finer scale, lens features and ovoid laminae can be identified at the top of the wave-built ridges. The internal architecture of the mixed sand-and-pebble beach-ridge plain of Miquelon-Langlade has similarities (seaward-dipping reflections) and differences in reflection configurations compared to models reported elsewhere for both sandy and coarse-grained beach ridges. Indeed, in most systems formed under fair-weather wave conditions, beach ridges are characterized by oblique parallel to low sigmoidal swash laminations.

Third, this study demonstrates the effect of differences in wave regime on the internal architecture of beach ridges, due to the bi-directional progradational systems constrained by contrasting wave exposure. Here it was found that those ridges formed along the more exposed westward-facing coast have internal reflectors that are ca. 1–2° steeper than those formed along the sheltered eastward-facing coast.

Finally, using these results, a conceptual scheme of beach-ridge plain formation is proposed and based on ridge-by-ridge deposition with (i) sand-and-gravel berm ridge (wave-built facies) deposition influenced by the elevation of mean sea level and the swash height of constructive waves; followed by (ii) accretion of aeolian sand deposits (foredunes) on the previous relict ridge and (iii) colonization by pioneer grasses. Lower beach-ridge units (U_A and U_B) are covered by peat deposits due to progressive flooding of these areas caused by RSL rise, in a later step of formation. On the sheltered coast, wave-built facies (U_C , U_E and U_F) are overlain by aeolian sand deposits, with great spatial variability in thick deposits which might be influenced by paleo-climatic variability.

This study and its internal architectural pattern provide a better understanding of the forces responsible for the planform patterns, coastal progradation and internal architecture of mixed sand-and-pebble beach-ridge systems.

Acknowledgments

The authors would like to thank our EGIML (Etude Globale de l'Isthme de Miquelon-Langlade) Project partners (le Ministère d'état

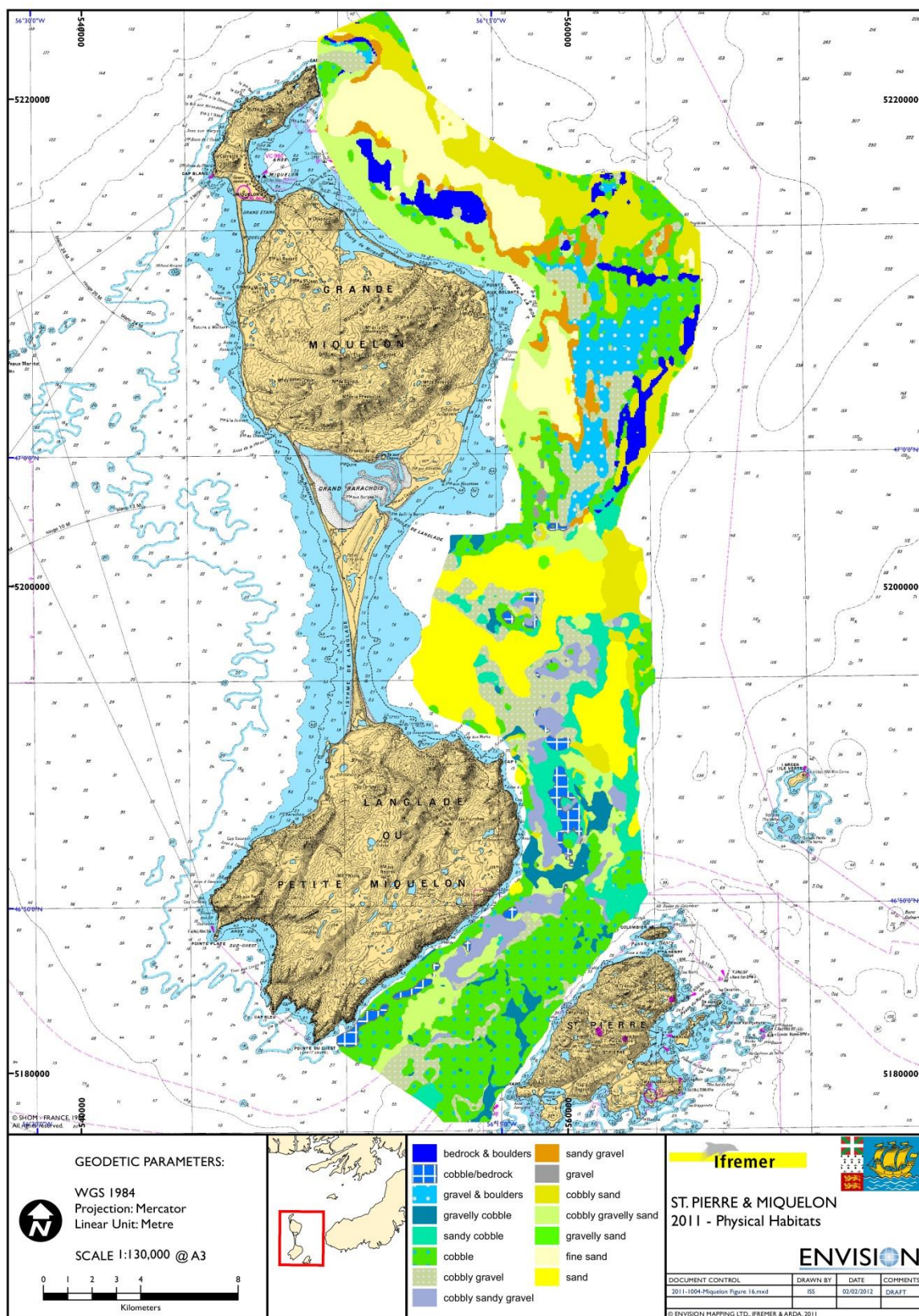
de l'Outre-Mer, le Conseil Territorial de Saint-Pierre-et-Miquelon, la Direction des Territoires, de l'Alimentation et de la Mer, le Conservatoire du littoral). We are grateful to the Coastal Research Group (specifically, J. Donnelly, A. Ashton and R. Sullivan) at the Woods Hole Oceanographic Institution for the use of the Mala GPR and Joel Sparks of Boston University for his assistance with the shipping of coring equipment to Miquelon-Langlade. We would also like to thank Carol Wilson, Samantha Wright and Roger Etcheberry for their field assistance and Olivier Raynald for the intellectual discussions. Gratitude is expressed to the editor J.T. Wells and the two anonymous reviewers for their comments and suggestions which have improved the manuscript.

References

- Anthony, E.J., 1995. Beach-ridge development and sediment supply: examples from West Africa. *Marine Geology* 129, 175–186.
- Anthony, E.J., 2009. Shore Processes and Their Palaeoenvironmental Applications. Argyilan, E.P., Forman, S.L., Johnston, J.W., Wilcox, D.A., 2005. Optically stimulated luminescence dating of late Holocene raised strandplain sequences adjacent to Lakes Michigan and Superior, Upper Peninsula, Michigan, USA. *Quaternary Research* 63, 122–135.
- Aubert de la Rüe, E., 1951. Recherche géologiques et minières aux îles de Saint-Pierre et Miquelon, Office de la recherche scientifique outre-mer. Librairie Larose, Paris, p. 88.
- Barboza, E.G., Dillenburg, S.R., Rosa, M.L., Tomazelli, L.J., Hesp, P.A., 2009. Ground-penetrating radar profiles of two Holocene regressive barriers in southern Brazil. *Journal of Coastal Research*, SI 56, 579–583 (10th International Coastal Symposium, Lisbon, Portugal).
- Bell, T., Batterson, M.J., Liverman, D.G.E., Shaw, J., 2003. A new late-glacial sea-level record for St. George's Bay, Newfoundland. *Canadian Journal of Earth Sciences* 40, 1053–1070.
- Billy, J., Robin, N., Certain, R., Hein, C., Berné, S., 2013. Barrier shoreline evolution constrained by shoreface sediment reservoir and substrate control: the Miquelon-Langlade Barrier, NW Atlantic. *Journal of Coastal Research*, SI 65 (2), 2089–2094.
- Björnsen, M., Clemmensen, L.B., Murray, A., Pedersen, K., 2008. New evidence of the Littorina transgressions in the Kattegat: Optically Stimulated Luminescence dating of a beach ridge system on Anholt, Denmark. *Boreas* 37, 157–168.
- Brooke, B., Ryan, D., Pietsch, T., Olley, J., Douglas, G., Packett, R., Radke, L., Flood, P., 2008. Influence of climate fluctuations and changes in catchment land use on Late Holocene and modern beach-ridge sedimentation on a tropical macrotidal coast: Keppel Bay, Queensland, Australia. *Marine Geology* 251, 195–208.
- Brookes, I.A., Stevens, R.K., 1985. Radiocarbon age of rock-boring *Hiattella arctica* (Linné) and postglacial sea-level change at Cow Head, Newfoundland. *Canadian Journal of Earth Sciences* 22, 136–140.
- Buynevich, I.V., Fitzgerald, D.M., Heteren, S.V., 2004. Sedimentary records of intense storms in Holocene barrier. *Small* 210, 135–148.
- Carter, R.W.G., 1986. The morphodynamics of beach-ridge formation: Magilligan, Northern Ireland. *Marine Geology* 73, 191–214.
- Carter, R.W.G., 1988. Coastal Environments. Academic Press, (617 pp.).
- Clark, P.U., Dyke, A.S., Shakun, J.D., Carlson, A.E., Clark, J., Wohlfarth, B., Mitrovica, J.X., Hostetler, S.W., McCabe, A.M., 2009. The Last Glacial Maximum. *Science* 325 (5941), 710–714.
- Clemmensen, L.B., Nielsen, L., 2010. Internal architecture of a raised beach ridge system (Anholt, Denmark) resolved by ground-penetrating radar investigations. *Sedimentary Geology* 223, 281–290.
- Clemmensen, L.B., Murray, A.S., Nielsen, L., 2012. Quantitative constraints on the sea-level fall that terminated the Littorina Sea Stage, southern Scandinavia. *Quaternary Science Reviews* 40, 54–63.
- Costas, S., FitzGerald, D., 2011. Sedimentary architecture of a spit-end (Salisbury Beach, Massachusetts): the imprints of sea-level rise and inlet dynamics. *Marine Geology* 284, 203–216.
- Curry, J.R., Emmel, F.J., Crampton, P.J.S., 1969. Holocene history of a strand plain, lagoonal coast, Nayarit, Mexico. In: Ayala-Castañares, A., Phleger, F.B. (Eds.), *Lagunas Costeras*, UN Symposium. UNAM-UNESCO, Mexico, D.F., pp. 63–100.
- Daly, J.F., Belknap, D.F., Kelley, J.T., Bell, T., 2007. Late Holocene sea-level change around Newfoundland. *Canadian Journal of Earth Sciences* 44, 1453–1465.
- Dominguez, J.M.L., da Silva Pinto Bittencourt, A.C., Martin, L., 1992. Controls on Quaternary coastal evolution of the east-northeastern coast of Brazil: roles of sea-level history, trade winds and climate. *Sedimentary Geology* 80, 213–232.
- Dougherty, A.J., FitzGerald, D.M., Buynevich, I.V., 2004. Evidence for storm-dominated early progradation of Castle Neck barrier, Massachusetts, USA. *Marine Geology* 210, 123–134.
- Engels, S., Roberts, M.C., 2005. The Architecture of prograding sandy-gravel beach ridges formed during the last Holocene highstand: southwestern British Columbia, Canada. *Journal of Sedimentary Research* 75, 1052–1064.
- FitzGerald, D.M., Baldwin, C.T., Ibrahim, N.A., Humphries, S.M., 1992. Sedimentologic and morphologic evolution of a beach ridge barrier along an indented coast: Buzzards Bay, Massachusetts. In: Fletcher, C., Wehmiller, J. (Eds.), *Quaternary Coasts of the United States: Marine and Lacustrine Systems*, pp. 65–75.
- FitzGerald, D.M., Cleary, W.J., Buynevich, I.V., Hein, C.J., Klein, A.H.F., Asp, N., Angulo, R.P., 2007. Strandplain evolution along the southern coast of Santa Catarina, Brazil. *Journal of Coastal Research*, SI 50, 152–156.
- Forbes, D.L., Syvitski, J.P.M., 1994. Paraglacial coasts. In: Carter, R.W.G., C.D.W. (Eds.), *Coastal Evolution, Late Quaternary Shoreline Morphodynamics*. Cambridge University Press, pp. 373–424.
- Forbes, D.L., Shaw, J., Eddy, B.G., 1993. Late Quaternary sedimentation and the postglacial sea-level minimum in Port-au-Port Bay and vicinity, west Newfoundland. *Atlantic Geology* 29, 1–26.
- Forsyth, A.J., Nott, J., Bateman, M.D., 2010. Beach ridge plain evidence of a variable late-Holocene tropical cyclone climate, North Queensland, Australia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 297, 707–716.
- Goodwin, I.D., Stables, M.A., Olley, J.M., 2006. Wave climate, sand budget and shoreline alignment evolution of the Iluka-Woody Bay sand barrier, northern New South Wales, Australia, since 3000 yr BP. *Marine Geology* 226, 127–144.
- Goy, J.L., Zazo, C., Dabrio, C.J., 2003. A beach-ridge progradation complex reflecting periodical sea-level and climate variability during the Holocene (Gulf of Almería, Western Mediterranean). *Geomorphology* 50, 251–268.
- Guedes, C.C.F., Giannini, P.C.F., Sawakuchi, A.O., DeWitt, R., Nascimento Jr., D.R., Aguiar, V.A., Rossi, M.G., 2011. Determination of controls on Holocene barrier progradation through application of OSL dating: the Ilha Comprida Barrier example, Southeastern Brazil. *Marine Geology* 285, 1–16.
- Guilcher, A., 1958. Coastal and Submarine Morphology. Methuen and Wiley, London and New York, (274 pp.).
- Hayne, M., Chappell, J., 2001. Cyclone frequency during the last 5000 years at Curacao Island, north Queensland, Australia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 168, 207–219.
- Hein, C.J., FitzGerald, D.M., Cleary, W.J., Albemaz, M.B., De Menezes, J.T., Klein, A.H.F., 2013. Evidence for a transgressive barrier within a regressive strandplain system: implications for complex coastal response to environmental change. *Sedimentology* 60, 469–502.
- Hesp, P.A., 2004. Coastal dunes in the tropics and temperate regions: location, formation, morphology and vegetation processes. In: Martinez, M.L., Psuty, N.P. (Eds.), *Coastal Dunes: Ecology and Conservation*. Springer, Berlin, pp. 29–49.
- Hesp, P.A., Dillenburg, S.R., Barboza, E.G., Tomazelli, L.J., Ayup-Zouain, R.N., Esteves, L.S., Gruber, N.L.S., Toldo-Jr, E.E., De A. Tabajara, L.L.C., Clerot, L.C.P., 2005. Beach ridges, foredunes or transgressive dune fields? Definitions and an examination of the Torres to Tramandai barrier system, southern Brazil. *Annals of the Brazilian Academy of Sciences* 77, 493–508.
- Hine, A.C., 1979. Mechanism of development and resulting beach growth along a barrier spit complex. *Sedimentology* 26, 333–352.
- I.G.N., 2005. Institut Géographique National. <http://professionnels.ign.fr/>.
- Isa, F.I., Bujalesky, G.G., 2000. Cannibalisation of Holocene gravel beach-ridge plains, northern Tierra del Fuego, Argentina. *Marine Geology* 170, 105–122.
- Jahner, R., de Paula, O., Collins, L., Strobach, E., Pevzner, R., 2012. Evolution of a coquina barrier in Shark Bay, Australia by GPR imaging: architecture of a Holocene reservoir analog. *Sedimentary Geology* 281, 59–74.
- Johnson, D.W., 1919. Shore Processes and Shoreline Development. Hafner Publishing, New York, p. 584.
- Jol, H.M., Smith, D.G., Meyers, R.A., 1996. Digital Ground Penetrating Radar (GPR): a new geophysical tool for coastal barrier research (examples from the Atlantic, Gulf and Pacific Coasts, U.S.A.). *Journal of Coastal Research* 12, 960–968.
- Komar, P.D., 1976. Beach Processes and Sedimentation. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, NJ, (429 pp.).
- Komar, P.D., 1998. Beach Processes and Sedimentation, 2nd edition. Prentice Hall, New Jersey, p. 544.
- Lindhorst, S., Betzler, C., Hass, H.C., 2008. The sedimentary architecture of a Holocene barrier spit (Sylt, German Bight): swash-bar accretion and storm erosion. *Sedimentary Geology* 206, 1–16.
- Masselink, G., van Heteren, S., 2014. Response of wave-dominated and mixed-energy barriers to storms. *Marine Geology* 352, 321–347.
- Mauz, B., Hijma, M.P., Amorosi, A., Porat, N., Galili, E., Bloemendal, J., 2013. Aeolian beach ridges and their significance for climate and sea level: concept and insight from the Levant coast (East Mediterranean). *Earth-Science Reviews* 121, 31–54.
- Murray, A.S., Wintle, A.G., 2000. Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol. *Radiation Measurements* 32, 57–73.
- Neal, A., 2004. Ground-penetrating radar and its use in sedimentology: principles, problems and progress. *Earth-Science Reviews* 66, 261–330.
- Neal, A., Roberts, C.L., 2000. Applications of ground-penetrating radar (GPR) to sedimentological, geomorphological and geo-archaeological studies in coastal environments. In: Pye, K., Allen, J.R.L. (Eds.), *Coastal and Estuarine Environments: Sedimentology, Geomorphology and Geoarchaeology*. Geol. Soc. London Spec. Publ. 175, pp. 139–171.
- Neal, A., Pontee, N.I., Pye, K., Richards, J., 2002. Internal structure of mixed-sand-and-gravel beach deposits revealed using ground-penetrating radar. *Sedimentology* 49, 789–804.
- Neal, A., Richards, J., Pye, K., 2003. Sedimentology of coarse-clastic beach-ridge deposits, Essex, southeast England. *Sedimentary Geology* 162, 167–198.
- Nichol, S.L., 2002. Morphology, stratigraphy and origin of last interglacial beach ridges at Bream Bay, New Zealand. *Journal of Coastal Research* 18, 149–159.
- Nott, J., 2010. A theory (involving tropical cyclones) on the formation of coarse-grained sand beach ridges in NE Australia. *Geological Society of London, Special Publications* 346, 7–22.
- Nott, J., 2014. Grain size and the origin of wave constructed beach ridges. A Discussion of 'Beach ridges and prograded beach deposits as palaeoenvironment records'. *Earth-Science Reviews* 132 (0), 82–84.
- Nott, J., Hayne, M., 2001. High frequency of 'super-cyclones' along the Great Barrier Reef over the past 5 000 years. *Nature* 413 (6855), 508–512.
- Nott, J., Smithers, S., Walsh, K., Rhodes, E., 2009. Sand beach ridges record 6000 year history of extreme tropical cyclone activity in northeastern Australia. *Quaternary Science Reviews* 28, 1511–1520.
- Orford, J.D., Murdy, J.M., Wintle, A.G., 2003. Prograded Holocene beach ridges with superimposed dunes in north-east Ireland: mechanisms and timescales of fine and coarse beach sediment decoupling and deposition. *Marine Geology* 194, 47–64.

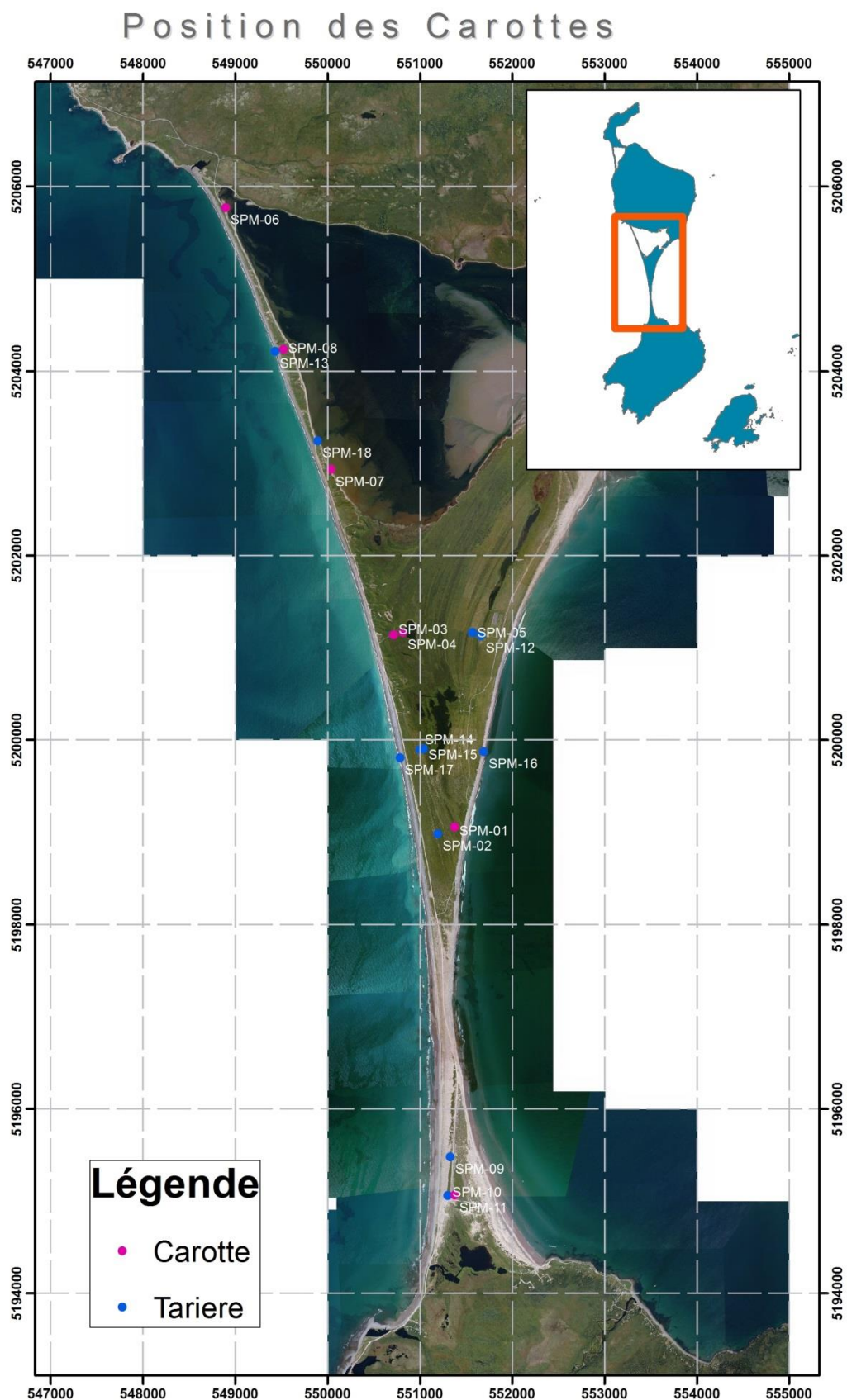
- Otvos, E.G., 2000. Beach ridges — definitions and significance. *Geomorphology* 32, 83–108.
- Prescott, J.R., Hutton, J.T., 1994. Cosmic ray contributions to dose rates for luminescence and ESR dating: large depths and long-term time variations. *Radiation Measurements* 23, 497–500.
- Psuty, N.P., 1965. Beach ridge development in Tabasco, Mexico. *Annals Association of American Geographers* 55, 112–124.
- Rink, W.J., López, G.I., 2010. OSL-based lateral progradation and aeolian sediment accumulation rates for the Apalachicola Barrier Island Complex, North Gulf of Mexico, Florida. *Geomorphology* 123, 330–342.
- Robin, N., 2007. Morphodynamique des systèmes de flèches sableuses: Etude entre les embouchures tidales de l'Archipel de St Pierre et Miquelon et de la côte ouest du Cotentin (Manche). Université de Caen, p. 539.
- Robin, N., Billy, J., Barthe, P., Barusseau, J.P., Carvalho, E., Certain, R., Chanoué, M., Fitzgerald, D., Hein, C., Michel, C., Millescamp, B., Raynal, O., Wilson, C., Wright, S., 2013. Etude globale de l'isthme de Miquelon-Langlade. Rapport Final. Université de Perpignan Via Domitia, p. 282.
- Rodriguez, A.B., Meyer, C.T., 2006. Sea-level variation during the Holocene deduced from the morphologic and stratigraphic evolution of Morgan Peninsula, Alabama, U.S.A. *Journal of Sedimentary Research* 76, 257–269.
- Sanjaume, E., Tolgensbakk, J., 2009. Beach ridges from the Varanger Peninsula (Arctic Norwegian coast): characteristics and significance. *Geomorphology* 104, 82–92.
- Scheffers, A., Engel, M., Scheffers, S., Squire, P., Kelletat, D., 2012. Beach ridge systems — archives for Holocene coastal events? *Progress in Physical Geography* 36, 5–37.
- Shaw, J., Courtney, R.C., Currie, J.R., 1997. Marine geology of St. George's Bay, Newfoundland, as interpreted from multibeam bathymetry and back-scatter data. *Geo-Marine Letters* 17, 188–194.
- Shaw, J., Piper, D.J.W., Fader, G.B.J., King, E.L., Todd, B.J., Bell, T., Batterson, M.J., Liverman, D.G. E., 2006. A conceptual model of the deglaciation of Atlantic Canada. *Quaternary Science Reviews* 25, 2059–2081.
- Stapor Jr., F.W., 1982. Beach ridges and beach ridge coasts. In: Schwartz, M.L. (Ed.), *Encyclopedia of Beaches and Coastal Environments*. Encyclopedia of Earth Sciences, vol. XV. Hutchinson Ross, Stroudsburg, PA, pp. 160–161.
- Storms, J.E.A., Kroonenberg, S.B., 2007. The impact of rapid sea level changes on recent Azerbaijan beach ridges. *Journal of Coastal Research* 23, 521–527.
- Tamura, T., 2012. Beach ridges and prograded beach deposits as palaeoenvironment records. *Earth-Science Reviews* 114, 279–297.
- Tamura, T., Murakami, F., Nanayama, F., Watanabe, K., Saito, Y., 2008. Ground-penetrating radar profiles of Holocene raised-beach deposits in the Kujukuri strand plain, Pacific coast of eastern Japan. *Marine Geology* 248, 11–27.
- Tanner, W.F., 1995. Origin of beach ridges and swales. *Marine Geology* 129, 149–161.
- Tanner, W.F., 1996. Origin of beach ridges: reply. *Marine Geology* 136, 127–130.
- Tanner, W.F., Stapor, F.W., 1971. Tabasco beach ridge plain: an eroding coast. *Transactions. Gulf Coast Association of Geological Societies* 21, 231–232.
- Taylor, M.J., Stone, G.W., 1996. Beach-ridges: a review. *Journal of Coastal Research* 12, 612–621.
- Thompson, T.A., Baedke, S.J., 1995. Beach-ridge development in Lake Michigan: shoreline behavior in response to quasi-periodic lake-level events. *Marine Geology* 129, 163–174.
- Wintle, A.G., Murray, A.S., 2006. A review of quartz optically stimulated luminescence characteristics and their relevance in single-aliquot regeneration dating protocols. *Radiation Measurements* 41, 369–391.
- Wright, A., Van de Plassche, O., 2001. Field Guide to the Quaternary West Coast of Newfoundland. Geological Association of Canada — Mineralogical Association of Canada.

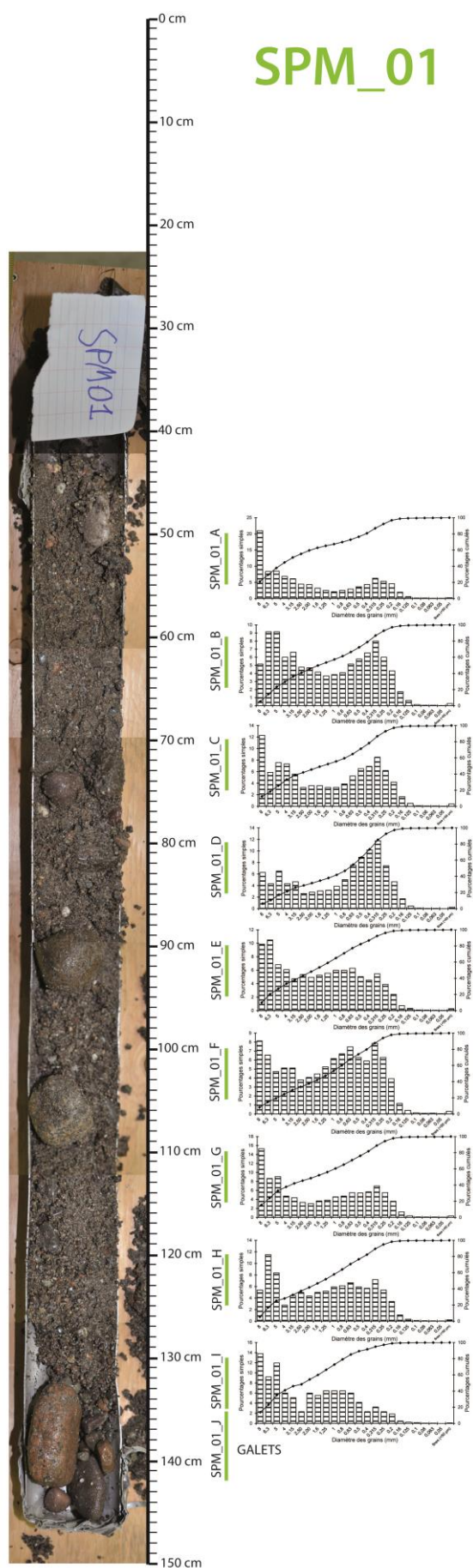
Annexe 5 : Carte sédimentaire de Goulletquer et al. (2011)

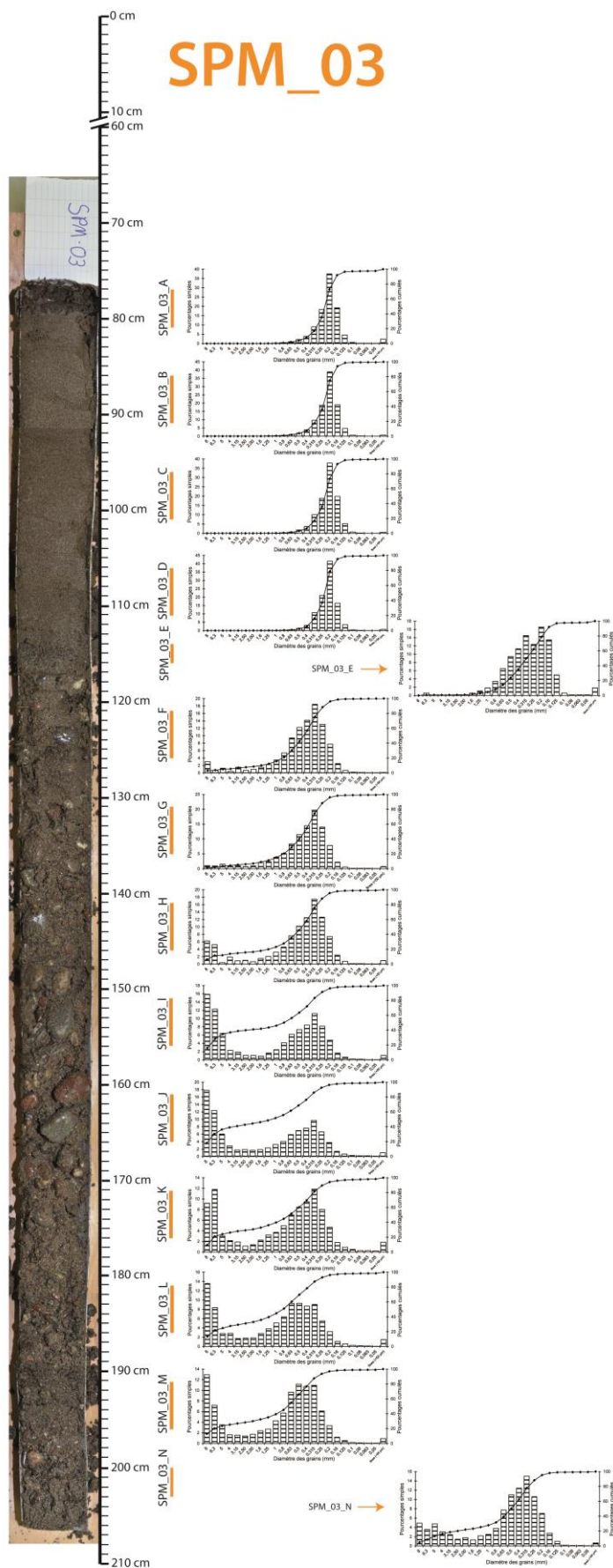


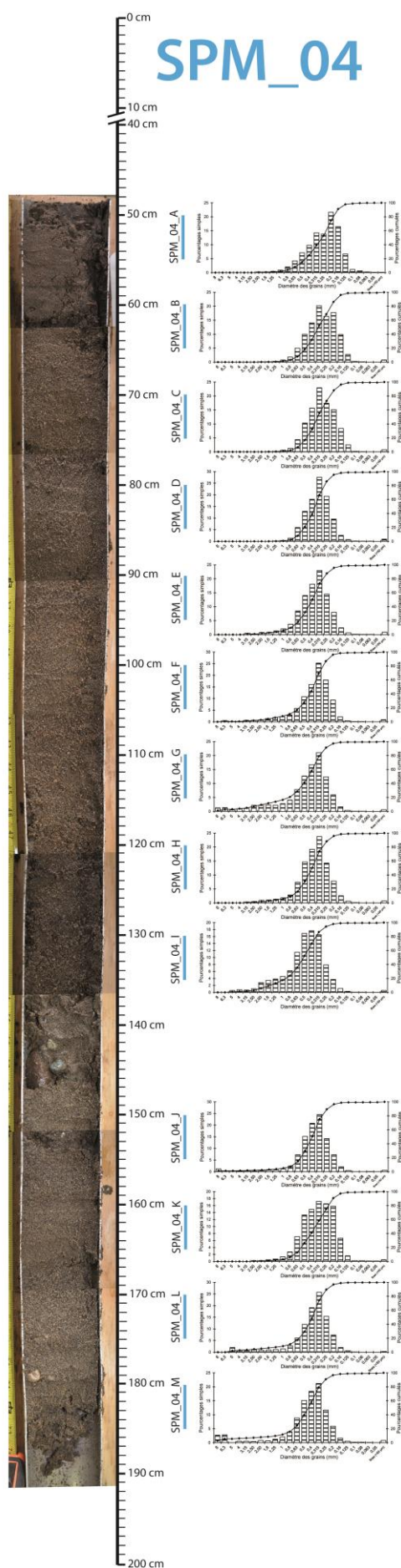
Goulletquer, P., Robert, S., Caisey, X., Chabirand, J.-M., Dubois, S., Le Moine, O., Soletchnik, P., Goragner, H., Lazure, P., Le Bihan, C., Geairon, P., Lajournade, M., Le Gall, A., 2011. Contribution au développement de la filière aquacole à Saint Pierre et Miquelon. Rapport IFREMER 2011, Contrat ODEADOM-IFREMER - Convention 2011 N°2011-004/38, pp. 233.

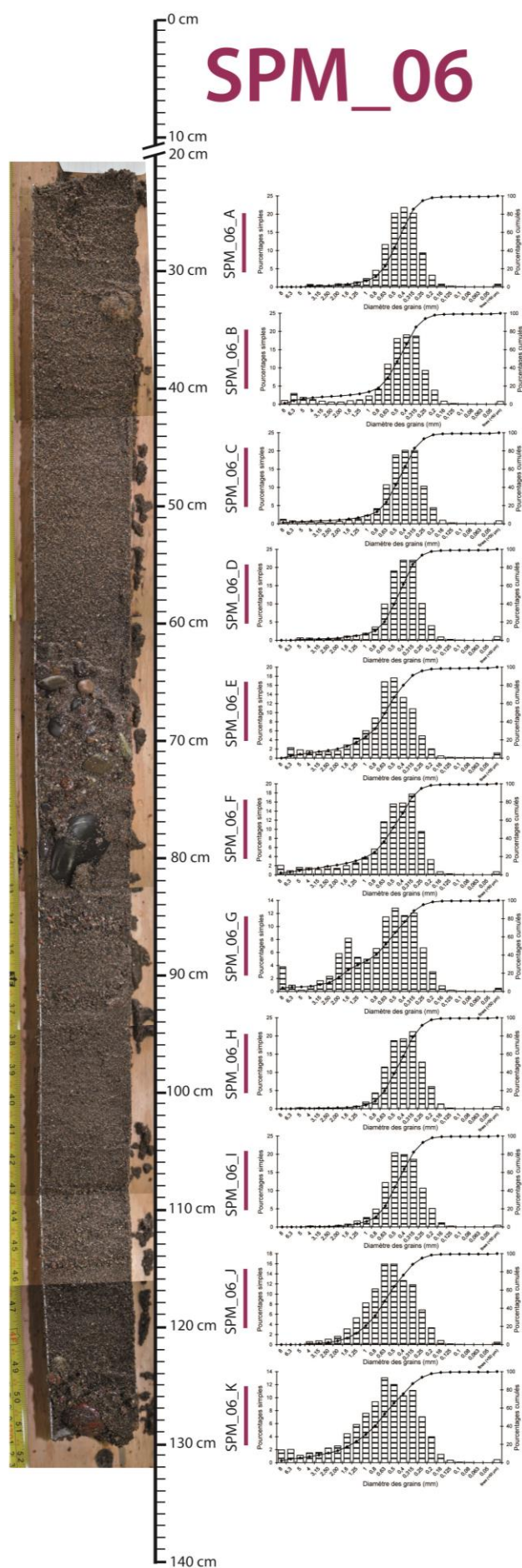
Annexe 6 : Carottes sédimentaires (photos-granulométrie)

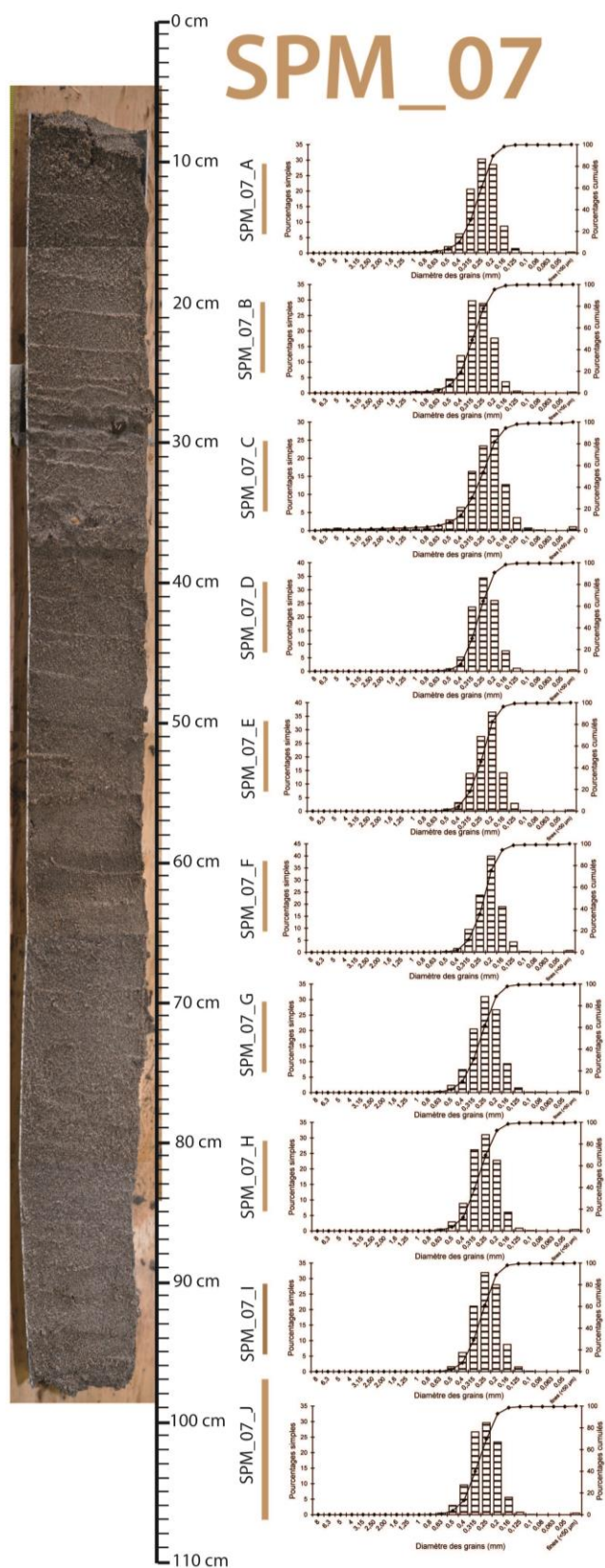


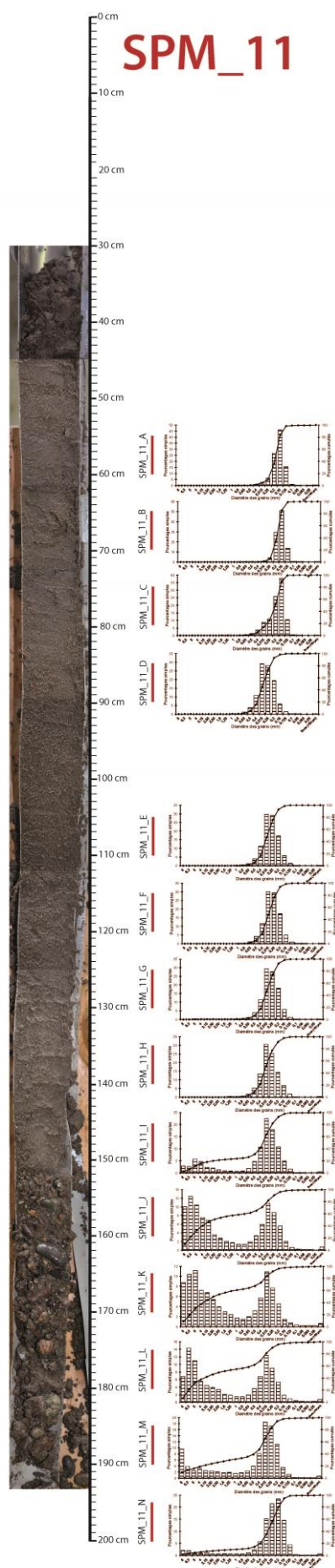












RÉSUMÉ

Cette thèse a pour objectif d'établir une vision globale et continue mer-terre-mer d'une barrière littorale paraglaciale, en combinant une approche morphologique et architecturale. L'originalité de l'isthme de Miquelon-Langlade (NO Atlantique) entre les deux îles éponymes réside en sa diversité et complexité de systèmes (flèches, cordons littoraux, lagune) qui s'emboîtent formant une barrière composite évoluant le long de deux façades ouvertes sur l'océan. Ce travail a été rendu possible grâce à l'association de données topographiques (GPS-RTK), de géophysique marine (sismique haute résolution) et terrestre (géo-radar), sédimentaires (carottes, échantillons de surface) ainsi que des datations par OSL. L'étude de cette barrière a permis 1) d'identifier l'ensemble des dépôts d'une séquence paraglaciale (dépôts de chute, bas niveau, augmentation et haut niveau marin); 2) de pointer l'importance de la géométrie des îles, du substratum rocheux ainsi que de la topographie héritée dans la formation de la barrière; 3) de définir l'architecture interne de *beach ridges* mixtes sable-galet; et 4) de pointer le potentiel de ces systèmes en tant marqueur du paléo-niveau marin tout en proposant la première courbe de tendance de l'évolution du RSL pour l'Archipel de Saint-Pierre-et-Miquelon sur les derniers 3000 ans (+1mm/an). L'association de l'ensemble de ces informations a permis de proposer un schéma de mise en place de la barrière, depuis la disparition de la calotte (13 700 ans) jusqu'à sa forme actuelle, évoluant dans un contexte d'augmentation du RSL et de fort apport sédimentaire en provenance des stocks morainiques locaux, tout en proposant une vision de détail de la formation de la plaine de *beach ridges* au cours des derniers 3000 ans.

MOTS CLÉS : *Barrière composite ; Côte paraglaciale ; Beach ridges ; Géomorphologie ; Architecture interne ; Variation du niveau marin relatif ; Géo-radar (GPR) ; Datation OSL ; Sismique haute résolution.*

ABSTRACT

The purpose of this PhD thesis was to define a complete and continuous sea-land-sea view of a paraglacial coastal barrier system, combining morphological and architectural approaches. Particularity of the Miquelon-Langlade isthmus (NO Atlantic) lies in its diversity and complexity of systems (spits, beach ridges, and lagoon) that fit together to form a composite barrier prograding along two open coasts. Investigations of this barrier included topographic (RTK-GPS), ground-penetrating radar (GPR) seismic, sedimentary (cores, augers, samples) and chronologic (OSL) data collections. This study of this paraglacial composite barrier make possible 1) to characterize all deposits of the paraglacial sequence (FSST, LST, TST, HST); 2) to emphasize the primary influence of islands geometry, bedrock and inherited topography on the coastal progradational pattern; 3) to provide a better understanding of the internal architecture of depositional processes and driving mechanisms of mixed sand-and-gravel beach ridges; 4) to examine the potential of these mixed beach-ridge systems to record and preserve paleo-sea-level information, to produce the first sea level trends for the Saint-Pierre-et-Miquelon archipelago over the last 3000 years. The combination of all these data provide a model of development of the barrier since the ice sheet retreat (13 700 yrs) to its present form, in a context of RSL rise and high local glaciogenic sediment supply, and a detailed view of the formation of the beach ridge plain over the last 3000 yrs.

KEYWORDS : *Composite Barrier; Paraglacial coast; Beach ridges; Geomorphology; Internal architecture; relative sea-level variation; Ground-Penetrating Radar (GPR); Optically Stimulated Luminescence (OSL) dating ; High resolution seismic profiling.*